

**RIJKSUNIVERSITEIT GENT  
FACULTEIT DER WETENSCHAPPEN**

**BIJDRAGE TOT DE KENNIS VAN DE  
KWARTAIRGEOLOGIE VAN DE  
OOSTELIJKE KUSTVLAKTE OP BASIS VAN  
SEDIMENTOLOGISCH EN LITHOSTRATIGRAFISCH  
ONDERZOEK**

volume I  
ALGEMEEN DEEL

**door F. MOSTAERT**

Proefschrift voorgelegd ter verkrijging van de graad van Doctor in de Wetenschappen  
(groep Aard- en Delfstofkunde)  
Promotor : Prof. Dr. G. DE MOOR  
— 1985 —



**RIJKSUNIVERSITEIT GENT  
FACULTEIT DER WETENSCHAPPEN**

**VLIZ (vzw)**  
VLAAMS INSTITUUT VOOR DE ZEE  
FLANDERS MARINE INSTITUTE  
Oostende - Belgium

**BIJDRAGE TOT DE KENNIS VAN DE  
KWARTAIRGEOLOGIE VAN DE  
OOSTELIJKE KUSTVLAKTE OP BASIS VAN  
SEDIMENTOLOGISCH EN LITHOSTRATIGRAFISCH  
ONDERZOEK**

volume I  
ALGEMEEN DEEL

**door F. MOSTAERT**

Proefschrift voorgelegd ter verkrijging van de graad van Doctor in de Wetenschappen  
(groep Aard- en Delfstofkunde)  
Promotor : Prof. Dr. G. DE MOOR  
— 1985 —



## INHOUDSOPGAVE

### HOOFDSTUK I : INLEIDING EN METHODOLOGIE

1. <u>INLEIDING</u>	1
1.1. DOEL EN PROBLEEMSTELLING	1
1.2. ALGEMENE SITUERING	2
1.3. BESCHIKBARE GEGEVENS	4
1.3.1. BOORGEGEVENS, DRUKSONDERINGEN, GEO-ELECTRISCHE METINGEN	4
1.3.2. BASISDOCUMENTEN	6
1.4. OPBOUW VAN DE VERHANDELING	7
1.5. TERMINOLOGIE	8
2. <u>METHODOLOGIE</u>	13
2.1. TERREINWAARNEMINGEN	13
2.1.1. BORINGEN	13
2.1.2. ONTSLUITINGEN EN STAALNAME	16
2.1.3. DRUKSONDERINGEN	18
2.1.4. GEO-ELECTRISCHE METINGEN	18
2.1.5. GEOMORFOLOGISCHE VELDKARTERING	19
2.1.6. HERBESCHRIJVEN VAN BESTAANDE BOORGEGEVENS	19
2.2. LABORATORIUMTECHNIEKEN	20
2.2.1. GRANULOMETRIE	20
2.2.1.1. Inleiding	20
2.2.1.2. Beschikbare gegevens	20
2.2.1.3. Monsternamen	21
2.2.1.4. Laboratorium analyses	22
2.2.1.5. Hoofdindeling van de stalen	23
2.2.2. SEDIMENT-PETROGRAFISCH ONDERZOEK	25
2.2.3. PALEONTOLOGIE	26
2.2.3.1. Palynologie	26
2.2.3.2. Diatomeeën-onderzoek	26
2.2.3.3. Mollusken-samenstelling	27
2.2.3.3.1. Inleiding	27
2.2.3.3.2. Bemonstering	27
2.2.3.3.3. Verwerking van de gegevens	28
2.2.4. AANVULLENDE INTERPRETATIETECHNIEKEN	29
2.2.4.1. Computerverwerking	29



2.3.4.1. Kartografische voorstellingen	31
2.3.5. INTERPRETATIE VAN DE AFZETTINGSOMSTANDIGHEDEN	33
2.3.5.1. Wadafzettingen	33
2.3.5.1.1. Inleiding	33
2.3.5.1.2. Actieve sedimentatie in getijde-omstandigheden als vergelijkingsmateriaal	35
2.3.5.1.3. Identificatiecriteria en kenmerken van de submi- lieu's en de geassocieer- de sequenties	37
2.3.5.2. Lagunaire afzettingen	40
2.3.5.3. Strandsequenties	40

## HOOFDSTUK II. : GEOLOGISCHE GESTELDHEID VAN HET STUDIEGEBIED

1. <u>HET TERTIAIR SUBSTRAAT</u>	41
1.1. INLEIDING	41
1.2. LITHOLOGISCHE KLASSIFICATIE	42
1.3. BESCHRIJVING VAN DE LITHOLOGISCH HOMOGENE EENHEDEN	43
1.4. ONRECHTSTREEKSE WAARNEMINGEN - VERGELIJKING MET BE- STAANDE DOCUMENTEN	51
1.4.1. GEO-ELECTRISCHE METINGEN	51
1.4.2. DRUKSONDERINGSPROFIELEN	51
1.5. GRANULOMETRISCHE KARAKTERISTIEKEN	52
1.6. LITHOSTRATIGRAFISCHE INTERPRETATIE	52
1.6.1. DE FORMATIE VAN IEPER	52
1.6.1.1. Het Lid van Egem	52
1.6.1.2. Het Lid van Merelbeke	53
1.6.2. DE FORMATIE VAN DE MONT PANISEL	53
1.6.2.1. Het Lid van Pittem	53
1.6.2.2. Het Lid van Vlierzele	53
1.6.3. DE FORMATIE VAN DEN HOORN	54
1.6.3.1. Het Lid van Beernem	54
1.6.3.2. Het Lid van Oedelem	54
1.6.3.3. Het Lid van Aalter	55
1.6.4. DE FORMATIE VAN KALLO	55
1.6.4.1. Het Lid van Wemmel	55
1.6.4.2. Het Lid van Asse	55
1.7. STRUCTURELE INVLOED VAN HET TERTIAIR SUBSTRAAT OP DE GEOMORFOLOGISCHE EVOLUTIE	56



2. <u>DE KWARTAIRE SEDIMENTEN OUDER DAN DE MARIENE EEMIAANLAGEN</u>	58
2.1. ALGEMENE INLEIDING	58
2.2. VERSPREIDING VAN DE PRE-EEMIAAN AFZETTINGEN	58
2.3. ALGEMENE KENMERKEN VAN DE CONTINENTALE SEQUENTIES ONDER DE MARIENE EEMIAAN AFZETTINGEN	59
2.4. BESCHRIJVING VAN DE EENHEDEN	59
2.4.1. DE BASISGRINTEN OP DE VERVLAKKINGSNIVEAU'S	59
2.4.1.1. Het grint op de rug van Oedelem	60
2.4.1.2. Het grint op de rug van Sint Andries	61
2.4.1.3. Basisgrint op verflakkingsniveau's beneden het peil +15m	62
2.4.2. DE RELICTEN VAN ACCUMULATIEVE FASEN	63
2.4.2.1. De eenheid P/Z1	63
2.4.2.2. De eenheid P/ZG2	64
2.5. BESLUITEN	67
3. <u>DE EEMIAAN AFZETTINGEN</u>	69
3.1. INLEIDING	69
3.1.1. KENNIS VAN DE MARIENE EEMIAAN SEQUENTIES IN DE KUSTVLAKTE	69
3.1.2. DE UITBREIDING VAN DE MARIENE EEMIAAN AF- ZETTINGEN OP HET KAARTBLAD BRUGGE	71
3.1.3. ALGEMENE KENMERKEN VAN DE EEMIAANSEDIMENTEN	72
3.2. DE MARIENE EEMIAAN SEDIMENTEN	75
3.2.1. BASISPRINCIPE VOOR DE INDELING	75
3.2.2. BESPREKING VAN DE EENHEDEN	76
3.2.2.1. De eenheid Zo	76
3.2.2.2. De eenheid Z1/K1	78
3.2.2.2.1. De subeenheid K1	78
3.2.2.2.2. De subeenheid K1'	79
3.2.2.3. De eenheid Z2	80
3.2.2.3.1. De subeenheid Z2n	80
3.2.2.3.2. De subeenheid Z2s	84
3.2.2.4. De eenheid Z3-K3	86
3.2.2.4.1. De subeenheid Z3	86
3.2.2.4.2. De subeenheid K3	87
3.2.2.4.3. De subeenheid K3'	92
3.2.2.5. De eenheid P	92
3.2.2.6. De eenheid Z4	93
3.2.2.6.1. De subeenheid Z4s	93
3.2.2.6.2. De subeenheid Z4c	95
3.2.2.6.3. De subeenheid Z4n	97



3.2.2.7. De eenheid Z5-K5	99
3.2.2.7.1. De subeenheid Z5	99
3.2.2.7.2. De subeenheid K5	100
3.2.3. DE STUDIE VAN DE DIATOMEËN-INHOUD VAN DE MARIENE EEMIAAN SEDIMENTEN	101
4. <u>DE WEICHSELIAAN AFZETTINGEN</u>	103
4.1. INLEIDING	103
4.1.1. ALGEMEEN VOORKOMEN VAN DE WEICHSELIAAN SEQUENTIES	103
4.1.2. KENMERKEN VAN DE CONTINENTALE AFZETTINGEN ONTSTAAN ONDER KOUDE OMSTANDIGHEDEN	104
4.1.2.1. Inleiding	104
4.1.2.2. Secundaire sedimentaire structuren	106
4.1.2.2.1. Typologie van de waarge- nomen cryogene vertoringen	106
4.1.2.2.2. Genese en paleo-klimaat- indicaties	109
4.2. INDELING VAN DE WEICHSELIAAN AFZETTINGEN	112
4.2.1. BASISPRINCIPES VOOR DE INDELING	112
4.2.2. DE STUDIE VAN DE GIDSNIVEAU'S VOOR DE WEICHSELIAAN SEQUENTIES	112
4.2.3. BESPREKING VAN DE EENHEDEN	113
4.2.3.1. De eenheid LC1	113
4.2.3.2. De eenheid FL1	115
4.2.3.3. De eenheid LC2	118
4.2.3.4. De eenheid FZ	120
4.2.3.5. De eenheid FL2	121
4.2.3.6. De eenheid NE	124
4.2.3.7. De eenheid ALL	127
4.2.3.8. De eenheid M	128
4.2.3.9. De eenheid DK	129
4.2.4. AANVULLINGEN	131
4.2.4.1. De eenheid K	131
4.2.4.2. Het grintniveau BG1	132
4.3. SEQUENTIËLE ANALYSE VAN DE VORSTVERSCIJNSELEN	133
4.3.1. PROBLEEMSTELLING	133
4.3.2. BESLUITEN	133
4.4. CHRONOSTRATIGRAFISCHE CORRELATIES	135



5. <u>DE HOLOCENE SEDIMENTEN</u>	138
5.1. HET HOLOCEEN IN DE ZANDSTREEK	138
5.2. HET HOLOCEEN IN DE KUSTVLAKTE	138
5.2.1. TERMINOLOGIE VOOR DE LITHOSTRATIGRAFISCHE BENADERING	139
5.2.1.1. Lithologische classificatie	139
5.2.1.2. Lithostratigrafische indeling	141
5.2.2. SYNTHETISCHE BESCHRIJVING VAN DE LITHOSTRATIGRAFISCHE EENHEDEN	141
5.2.2.1. De organische basiseenheid	141
5.2.2.2. De onderste klastische eenheid	142
5.2.2.3. De algemene organische eenheid	143
5.2.2.3.1. Algemene beschouwingen	143
5.2.2.3.2. De veenkartering	145
5.2.2.3.3. De dikte van het veen	146
5.2.2.4. De geïntercalleerde klastische eenheid	147
5.2.2.5. De bovenste klastische eenheid	148
5.2.2.5.1. Algemene beschouwingen	148
5.2.3. TYPESEQUENTIES VAN DE BOVENSTE KLASTISCHE EENHEID	150
5.2.4. PROFIELTYPEKARTERING VAN LITHOLOGISCH IDENTIEKE SEQUENTIES	162
5.2.5. GRANULOMETRISCHE KENMERKEN	164

### HOOFDSTUK III : TYPISCHE WADSEQUENTIES

1. <u>INLEIDING</u>	165
2. <u>ALGEMENE KENMERKEN VAN GETIJDE-AFZETTINGEN</u>	167
3. <u>MICROSEQUENTIES</u>	168
3.1. STORMAFZETTINGEN	169
3.2. KLIMMENDE RIBBELLAMINATIE	170
3.3. MEGARIBBELSTRUCTUREN	170
3.4. LONGITUDINALE KRUISGELAAGDHEID	172
3.5. MICRODELTA KRUISGELAAGDHEID	174
3.6. SETS MET FLASER- EN LENTICULAIRE LAMINATIE	174
3.7. TABULAIRE MICROLAMINATIE IN SUBTIDALE SEQUENTIES	175
3.8. GETIJDEGELAAGDHEID	176



4.	<u>TYOLOGIE VAN DE MACRO-WADSEQUENTIE</u>	177
4.1.	WADSEQUENTIE 1: DE SUCCESSIE GETIJDEGEUL - ZANDPLAAT - HOOGWAD	177
4.1.1.	ALGEMENE KENMERKEN	177
4.1.2.	BESCHRIJVING	179
4.1.3.	AANVULLENDE KENMERKEN	181
4.1.3.1.	Intertidale en subtidale megaribbelstructuren	181
4.1.3.2.	Vergelijking van de zeewaartse en landwaartse gesitueerde getijdegeulsequenties	183
4.2.	WADSEQUENTIE 2: DE SUCCESSIE GETIJDEGEUL -ZANDWAD-GEMENGD WAD - HOOGWAD	183
4.3.	WADSEQUENTIE 3: KREEKOPVULLINGEN IN EEN HOOGWAD-GEBIED	184
4.3.1.	LITHOFACIES	184
4.3.2.	OEVERWALSEQUENTIES	186
4.3.3.	DE OPVULLINGSGESCHIEDENIS VAN KREKEN	187
4.4.	WADSEQUENTIE 4: DE SUCCESSIE GETIJDEGEUL- ZANDWAD-KREEK - HOOGWAD	189
4.5.	WADSEQUENTIE 5: GEULRANDSEQUENTIE	190
4.5.1.	GEULRANDSEDIMENTEN ONTSTAAN BIJ ENERGIERIJKE OMSTANDIGHEDEN	190
4.5.2.	GEULRANDFACIES ONTSTAAN BIJ ENERGIEARME OMSTANDIGHEDEN	191
4.6.	WADSEQUENTIE 6: VERLANDINGSSEQUENTIE	193
4.6.1.	KREEKVERLANDINGSSEQUENTIE	193
4.6.2.	GEULVERLANDINGSSEQUENTIE	193
4.6.3.	VEGETATIEHORIZONTEN	194
4.6.4.	LAGUNAIR FACIES	195
5.	<u>AANVULLENDE KENMERKEN VAN DE WADSEQUENTIES UIT DE BOVENSTE KLASTISCHE EENHEID</u>	196
5.1.	INTERPRETATIE VAN DE MOLLUSKENSAMENSTELLING	196
5.2.	HET VERBAND KORRELGROOTTE - DIEPTE IN GETIJDEGEULEN	197
6.	<u>VERANDERINGEN IN HET WAD MET HUN REPERCUSSIES OP DE SEDIMENTSEQUENTIES</u>	198
6.1.	ALGEMENE GEBEURTENISSEN EN FACTOREN	198
6.2.	LATERALE MIGRATIE EN GETIJDEGEULEN	201
6.2.1.	PROBLEEMSTELLING	201
6.2.2.	RECONSTRUCTIE VAN DE STROOMRICHTINGEN EN DE LATERALE MIGRATIE VAN GETIJDEGEULEN	203
6.2.2.1.	Sedimentaire structuren	203



6.2.2.2. Sedimentsequenties als indicatoren voor de algemene migratierichting	204
6.2.2.3. Vervolgbare aggradatie en erosie- richting	204
6.2.2.4. Oriëntatie van de schelpkleppen	205

## HOOFDSTUK IV : ZEESPIEGELVERANDERINGEN

1. <u>ZEESPIEGELINDICATOREN</u>	208
1.1. INLEIDING	208
1.2. BESPREKING VAN DE ZEESPIEGELINDICATOREN	209
1.2.1. VEENLAGEN	209
1.2.2. BODEM ALS ZEESPIEGELINDICATOREN	212
1.2.3. BEWONINGSRESTEN	214
1.2.4. MOLLUSKEN ALS ZEESPIEGELINDICATOREN	214
1.2.5. DE BASIS VAN DE DUINSEDIMENTEN	216
1.2.6. STRANDAFZETTINGEN	216
1.2.7. WADAFZETTINGEN	217
1.2.7.1. Inleiding	217
1.2.7.2. Het hoogtebereik van de hoogwad- afzettingen in de randzone en tegen de donken aan	218
1.2.7.3. De basis van de kleipakketten	219
1.3. ZEESPIEGELVERANDERINGEN	224
1.4. DE RECONSTRUCTIE VAN DE GETIJDE-AMPLITUDE	227
1.4.1. PROBLEMATIEK	227
1.4.2. DE MEETBAARHEID VAN DE GETIJDE-AMPLITUDE	227
1.4.2.1. Strandsequenties	228
1.4.2.2. Reconstructie van de getijde-ampli- tudes in de getijdegeulsequenties, die tot hoogwad evolueerden	228
2. <u>ZEESPIEGELCURVES</u>	230
2.1. INLEIDING	230
2.2. HOLOCENE ZEESPIEGELCURVES	232
2.2.1. INLEIDING	232
2.2.2. DE RELATIEVE ZEESPIEGELCURVE VOOR DE HOLOCENE SEQUENTIES VOLGENS EEN RELATIEVE TIJDSAS	234
2.2.3. DE RECONSTRUCTIE VAN DE ZEESPIEGELSTANDEN OP BASIS VAN VEENDATERINGEN	236



2.2.4.	BESPREKING VAN DE BESCHIKBARE GEGEVENS	238
2.2.4.1.	De C14-dateringen	238
2.2.4.2.	Aanvullende gegevens	246
2.2.5.	VERGELIJKING MET BESTAANDE ZEESPIEGELCURVES	251
2.3.	TRANSGRESSIES EN REGRESSIES	252
2.3.1.	DE BEGRIPPEN TRANS- EN REGRESSIE	252
2.3.2.	SEDIMENTOLOGISCHE INDICATOREN VOOR TRANS- EN REGRESSIES GEDURENDE HET HOLOCEEN	254
2.3.2.1.	Ter hoogte van de kustbarrière: in het duinengebied	254
2.3.2.2.	In de kustvlakte	254
2.3.3.	DE HOLOCENE TRANS-EN REGRESSIES VOOR DE DUINKERKEFASEN EN DE KUSTLIJNMIGRATIE	255
2.3.4.	TRANSGRESSIES EN REGRESSIES NA DE ALGE- MENE VEENVORMING	257
2.4.	EEMIAAN ZEESPIEGELCURVES	263
2.4.1.	ZEESPIEGELVERANDERINGEN AFGELEID UIT DE SEDIMENTOLOGISCHE KENMERKEN	263
2.4.2.	CORRELATIE VAN DE ZEESPIEGELSTANDEN MET DE LITHOSTRATIGRAFISCHE EENHEDEN	270
2.4.3.	CORRELATIE MET DE POLLENASSOCIATIES	271

## HOOFDSTUK V : PALEOGEOGRAFIE

1.	<u>DE EEMIAAN SEQUENTIES</u>	274
1.1.	HET PALEOTOPOGRAFISCH OPPERVLAK VAN DE BASIS VAN HET KWARTAIR	274
1.2.	DE EERSTE MARIENE INVLOED	275
1.3.	DE STIJGENDE ZEESPIEGELSTAND EN DE LANDWAARTS UITBREIDENDE WADZONES	276
1.4.	DE EVOLUTIE VAN DE KUSTLIJN GEDURENDE DE ZEESPIE- GELSTIJGING TUSSEN -12 en -4m MET DE ONTWIKKELING VAN DE AFZETTING Z2	277
1.5.	DE WADFASE MET ZEESPIEGELSTIJGINGEN TUSSEN -4m EN 0m	283
1.6.	DE VERSCHUIVING VAN DE TWEDE KUSTBARRIERE IN LANDWAARTSE RICHTING MET AFZETTINGSREEKSEN Z4	283
1.7.	DE DEFINITIEVE ZEESPIEGELDALING	284



2. <u>DE WEICHSELIAAN SEQUENTIES</u>	285
2.1. ALGEMENE KENMERKEN VAN DE WEICHSELIAAN SEQUENTIE	285
2.2. HET BASISOPPERVLAK VAN DE WEICHSELIAAN SEQUENTIE	286
2.3. EVOLUTIESCHEMA	287
2.3.1. FLUVIO-PERIGLACIAIRE FASEN	287
2.3.2. DE TOENEMENDE EOLISCHE ACTIVITEIT	289
2.4. DE VERSPREIDING VAN DE SECUNDAIRE SEDIMENTAIRE VERSTORINGEN VAN CRYOGENE OORSPRONG	292
3. <u>DE HOLOCENE SEQUENTIES</u>	293
3.1. INLEIDING	293
3.2. DE ALGEMENE EVOLUTIE IN DE KUSTVLAKTE	294
3.2.1. DE PERIODE VOOR DE ALGEMENE VEENVORMING	294
3.2.2. DE ALGEMENE VEENONTWIKKELING	294
3.2.3. DE PERIODE NA DE ALGEMENE VEENONTWIKKELING	296
3.2.3.1. De lagunaire fase	298
3.2.3.2. De eerste wadfase	299
3.2.3.3. De geuluitbreidingsfase	300
3.2.3.4. De tweede verlandingsfase	304
3.2.3.5. De indijkingsfase	305
3.3. DE EVOLUTIE VAN DE AFZONDERLIJKE GETIJDEGEULEN IN DE PERIODE NA DE ALGEMENE VEENVORMING	306
3.3.1. SITUERING EN PROBLEMATIEK	306
3.3.2. HET VERLOOP VAN DE GETIJDEGEULEN, BEINVLOED DOOR PLEISTOCENE DONKEN IN HET VEENLANDSCHAP	308
3.4. DE HOLOCENE EVOLUTIE VAN DE BEEKDALEN	309
3.4.1. MORFOLOGISCHE EN GEOLOGISCHE GEGEVENS	309
3.4.2. EVOLUTIE	311
4. <u>DE VERGELIJKENDE STUDIE VAN DE EEMIAAN SEQUENTIES EN DE HOLOCENE AFZETTINGEN IN HET OOSTELIJK DEEL VAN DE BELGISCHE KUSTVLAKTE</u>	312
4.1. INLEIDING	312
4.2. ALGEMENE VERGELIJKING	312
4.3. GEOMORFOLOGISCHE VERSCHILLEN VAN HET INBRAAKGEBIED	313
4.4. MAXIMALE UITBREIDING VAN DE MARIENE INTERGLACIALE AFZETTINGEN	315
4.5. VERSPREIDINGSPATROON VAN DE SUBMILIEU'S	315
4.6. VERGELIJKING VAN DE SEDIMENTSEQUENTIES	315



## HOOFDSTUK VI : GEOMORFOLOGIE

1. <u>MORFOLOGIE VAN DE KUSTVLAKTE</u>	317
1.1. DE STRAND EN DUINLANDSCHAPPEN	317
1.1.1. DE ACTUELE KUSTDUINEN EN HET STRAND	317
1.1.2. DE LAGE BINNENDUINEN	318
1.2. HET POLDERLANDSCHAP	319
1.2.1. DE DATERING VAN DE LANDSCHAPSVORMEN IN DE POLDERS	320
1.2.2. INKLINKING EN COMPACTIE ALS LANDSCHAPSVORMENDE FACTOREN	322
1.2.3. MORFOLOGISCHE ENTITEITEN: NATUURLIJKE GEVOLGEN VAN DE INPOLDERING	327
1.2.3.1. Open of half- verlande kreken	327
1.2.3.2. Wielen	328
1.2.3.3. Ingeklonken schorregebieden	328
1.2.3.4. Kreekruggen en inversieruggen	329
1.2.3.5. Donken	332
1.2.3.6. Vlakke gebieden	334
1.2.4. RECHTSTREEKSE MENSELIJKE INGEPEN	335
1.2.4.1. Morfologische effecten van de ontvening	335
2. <u>MORFOLOGIE VAN HET RANDGEBIED BUITEN DE KUSTVLAKTE</u>	338
2.1. INLEIDING	338
2.2. MORFOLOGISCHE ENTITEITEN	339
2.2.1. DE ZUIDBRUGSE DEPRESSIES	339
2.2.2. NOORD-ZUID GERICHTE LAGE RUGGEN	339
2.2.3. DE SAMENGESTELDE OOST-WEST VERLOPENDE RUG TER HOOGTE VAN BRUGGE	340
2.2.4. DE DALEN DOORHEEN DE DEKZANDRUG	342
2.2.5. HET DALENSYSTEEM BINNEN DE BRUGSE OMWALLING	343
2.2.6. DE RUG VAN SINT ANDRIES	346
<u>HOOFDSTUK VII : BESLUITEN</u>	347

## HOOFDSTUK VIII : GRANULOMETRIE

## HOOFDSTUK IX : AANVULLENDE LABORATORIUM EXPERIMENTEN

## HOOFDSTUK X : TESTGEBIEDEN

Deze aanvullende hoofdstukken worden in het tweede boekdeel behandeld.



## WOORD VOORAF

Bij het voorleggen van dit proefschrift is het mijn aangename plicht mijn oprechte dank uit te spreken aan Prof. Dr. DE MOOR G., mijn promotor, die het onderzoek leidde, het stimuleerde, die mij de nodige wetenschappelijke en logistische steun verleende en die mij in contact bracht met binnenlandse en buitenlandse specialisten.

Het Nationaal Fonds voor Wetenschappelijk onderzoek ben ik dankbaar voor de beurs van aspirant die mij werd toegekend. Veel dank ben ik hierbij verschuldigd aan Prof. Dr. TAVERNIER R., aan Prof. Dr. MARECHAL R. en aan Prof. Dr. DE BREUCK W. die mij steunden bij mijn kandidatuurstelling.

Speciale erkentelijkheid ben ik verschuldigd aan alle professoren die instonden voor mijn opleiding als geoloog, die mij de nodige laboratoriumfaciliteiten bezorgden en die mij belangrijke gegevens doorspeelden.

In het bijzonder dank ik de verschillende specialisten die elk op hun domein een bijdrage leverden tot de oplossing van de gestelde problemen. Hierbij denk ik in het bijzonder aan

Dr. C. VERBRUGGEN, die instond voor de analyse en verwerking van pollenanalyses ;

Drs. L. DENYS, (Rijksuniversitair centrum Antwerpen), die diatomeeënonderzoek uitvoerde ;

Dr. H. THOEN, die toevallige archeologische vondsten interpreteerde en belangrijke gegevens ter beschikking stelde ;

Lic. J. TERMOTE en Lic. B. HILLEWAERT, archeologen die voor de noodzakelijke link zorgden tussen archeologische en geologische gegevens;



Dr. H. RAVEN, (Rijksuniversiteit Leiden) die bijdroeg tot het molluskenonderzoek en mij met diverse specialisten in contact bracht;

Dr. E. STEURBAUT en E. RENFALK die de Kwartaire en Tertiaire molluskenfauna's mee hielpen determineren ;

Ir. O. VAN OVERMEIRE EN Ir. R. ROTTHIER die mij hulp verleenden bij de informatica-problemen ;

Ing. M. VAN STRYDONCK voor het uitvoeren van de C14 dateringen ;

Door de inbreng van Prof. Dr. LARSONNEUR C., (Université de Caen) en van Dr. S.D. NIO en medewerkers (Rijksuniversiteit Utrecht) kon ik op het veld ervaring opdoen, waarvoor ik mijn erkentelijkheid wil uitdrukken.

Dr. J. DEVOS, Dr. C. BAETEMAN (Geologische Dienst van België) en Dr L. ALLEMEERSCH dank ik voor de verrijkende discussies.

Sommige resultaten van deze studie zouden niet bekomen zijn geweest zonder de inbreng van mijn collega's op het laboratorium voor Fysische Aardrijkskunde. Ik denk hierbij aan Drs. M. DE DECKER, aan Drs. P. KIDEN, aan Drs. R. DECEUNYNCK, aan Drs. J. LANCKNEUS, aan Drs. J. TYTGAT en aan Dr. I. HEYSE, die zowel op het veld als op het labo hulp verleenden en vooral open stonden voor diepgaande discussies en opbouwende kritiek.

Ik dank M. DEPREESTER voor het nauwgezette laboratoriumwerk.

Bovendien heb ik beroep kunnen doen op de medewerking van bepaalde personen en instanties, die het terreinonderzoek mogelijk maakten en gegevens ter beschikking stelden. In het bijzonder bedank ik

De Geologische Dienst van België ;

Het Rijksinstituut voor Grondmechanica ;

Het stadsbestuur van Brugge ;

De Provinciale Technische Dienst voor Wegen en Onbevaarbare Waterwegen ;

Het Wetenschappelijk en Cultureel Centrum van de Duinenabdij en de Westhoek ;

De Waterzuiveringsmaatschappij van het Kustbekken ;

De firma's AMEYE, HAECON en VERBEEK ;



De Dienst voor Toerisme te Damme ;  
de boorploeg: R.BOGAERT, E.MARTENS, M.DEPREESTER, P.SCHITTEKATTE,  
M.GENBRUGGE, A.DE SMIJTER, C.DUYOLS, J.DE VLAMINCK en Leon.

Voor de vormgeving en de praktische uitwerking stonden mee in:  
I. DE POURCQ, M. TANGHE, G.SCHAECK, H.VANNIEUWENHUYSE, Mart, Jan en in  
het bijzonder mijn vader, waarvoor mijn hartelijke dank.

Ik wil dit proefschrift echter vóór alles opdragen aan Linda Libeer, niet alleen voor haar onverzettelijke ijver bij het veldwerk, laboratoriumwerk ,teken-en dactylografisch werk doch ook voor de bergen geduld en verdraagzaamheid en de stimulerende invloed die ze aan de dag kon leggen.



## HOOFDSTUK I : INLEIDING EN METHODOLOGIE

### 1. INLEIDING

#### 1.1. DOEL EN PROBLEEMSTELLING

De Kwartairgeologische gesteldheid van het oostelijk deel van de Belgische kustvlakte is ondanks intensief onderzoek in diverse deelgebieden, nog vrij onbekend. Hydrogeologisch onderzoek en gedetailleerde lithostratigrafische studies concentreerden zich vooral op de zeewaarts gesitueerde zones ( DEVOS, 1984 ; DEPRET, 1981 ). Andere studies behandelden enkel ondiepe sequenties ( Bodemkaart van België, TAVERNIER et al., 1970).

Er was dus een behoefte om de studie van de Kwartaire afzettingen en afzettingssomstandigheden niet alleen areaal maar ook in de diepte en dus in de tijd te vervolledigen.

De studie omvat de inventarisatie van de Kwartaire sedimenten, waarbij we beschrijvend en karterend te werk gingen. Testgebieden werden afgebakend waarin de lithologische gesteldheid werd bestudeerd. De homogene lithologische eenheden werden gekarteerd en in profielen weergegeven. De sedimenten werden sedimentpetrografisch en granulometrisch semikwantitatief gekarakteriseerd. We onderzochten enkele grondmechanische karakteristieken. Op basis van al die kenmerken konden de sedimentgenese en de sedimentatie-omstandigheden achterhaald worden.

De kennis van de laterale relatie en van de verticale opeenvolging van de lithologisch homogene eenheden vormt de basis van de lithostratigrafische indeling.

Vooral de mariene afzettingen werden in detail bestudeerd, zowel stratigrafisch, als sedimentologisch. Uit de sedimentsequenties werden de zeespiegelstanden en de zeespiegelveranderingen gereconstrueerd volgens een methode die ook toepasbaar is op niet absoluut dateerbare sedimentreeksen.



De paleomorfologische oppervlakken die gereconstrueerd werden, vormen de basisdata voor de studie van de geomorfologische en paleogeografische veranderingen in de tijd. Daarbij levert de studie een bijdrage tot de kennis van de actuele geomorfologie in de kustvlakte en zijn randgebieden.

## 1.2. ALGEMENE SITUERING

De Oostelijke Kustvlakte strekt zich uit tussen Oostende-Knokke-Moerkerke en Oudenburg ( Kaart I.1. ). Het studiegebied is begrensd door de Nederlandse grens naar het oosten en door een arbitraire lijn tussen Oostende en Aardenburg naar het westen.

Zeewaarts is de vlakte begrensd door de duingordel en het strand, landwaarts door de maximale uitbreiding van de mariene Holocene sedimenten.

De kustvlakte is een vlak gebied tussen 2 en 4.5m O.P. en de landwaartse uitbreiding overschreidt de 5m niet. De landwaartse Randzone van de Kustvlakte bestaat hoofdzakelijk uit een oost-west gerichte dekzandrug. Deze rug wordt lokaal doorbroken door fluviatiele systemen, zoals dat van de Waardamme-Reie rivier te Brugge. Op kaart worden de gebruikte plaatsnamen gelokaliseerd ( Kaart I.2. ).

Daar het onmogelijk bleek een gedetailleerd onderzoek uit te voeren van de volledige oostelijke kustvlakte en haar randzone werd een hoofdtestgebied gekozen waarin de veldwaarnemingen geconcentreerd werden.

Het Hoofdtestgebied Brugge omvat het kaartblad Brugge (13/1) ( Kaart I.3. ), uitgebreid met het noordwestelijk deel van het kaartblad Loppem (13/5), samen een gebied van 90km<sup>2</sup>. In functie van de gestelde problematiek wordt het in subtestgebieden onderverdeeld. De keuze van het kaartblad Brugge, als hoofdtestgebied, is niet toevallig. Gedurende de laatste vijf jaar kwamen daar door infrastructuurwerken belangrijke ontsluitingen vrij. Over deze geurbaniseerde streek zijn bovendien talrijke bestaande gegevens beschikbaar die het eigen Kwartairgeologisch onderzoek, aanvullen.



Ook paleogeografisch is het hoofdtestgebied interessant. Het ligt in de randzone van de Belgische kustvlakte ter hoogte van het rivierstelsel Waardamme-Reie, dat er in die vlakte uitmondt. Dit rivierstelsel ligt in een bedolven thalweg, die reeds in het Jong-Pleistoceen als bijrivier van de Vlaamse Vallei fungeerde. Daar werden in het vorig interglaciaal ook belangrijke mariene sedimenten afgezet.

Het noordelijk deel van het hoofdtestgebied behoort landschappelijk tot de Polderstreek. Zuidelijk strekt zich de Zandstreek uit. Morfologisch maken we een onderscheid tussen de dekzandrug, het Zuidbrugse dallandschap ( POPPE, 1943 ) en de heuvelzone met de rug van Oedelem en de rug van Sint Andries (+20 à +30m).

Het hoofdtestgebied Brugge wordt verder onderverdeeld in subtestgebieden ( Kaart I.3. ) :

Het Zuidbrugse Dallandschap : Hier werd de Jong-Kwartaire evolutie van de beekdalen onderzocht en de problematiek van de dekzandrug.

De rug van Sint Andries : Dit gebied is gekenmerkt door het hoog voorkomende Tertiaire substraat met de beperkte Kwartaire deklaag.

De Polderrand : In dit gebied zijn zeer specifieke Weichseliaan sequenties bewaard gebleven. Het strekt zich uit van Sint Pieters over Sint Jozef en Sint Kruis tot Koolkerke.

Polders Damme : Dit testgebied is bestudeerd in verband met de opvullingsgeschiedenis van het Zwin.

Het Brugse Middelland : De stratigrafische en sedimentologische problemen werden bestudeerd in verband met de getijdegeul- en kreeksequenties. Dit gebied sluit in het noorden aan bij het kaartblad Heist ( DEPRET, 1981 ).

De basisgegevens, zijnde ontsluitingen en boorprofielen, worden uitvoerig behandeld met hun lokale paleogeografische, geomorfologische en sedimentologische problematiek.

Aanvullend worden een aantal testgebieden besproken die al dan niet aan het hoofdtestgebied grenzen. Ze werden gekozen vanwege hun specifieke problematiek.



In het Testgebied Bredene ( Kaart I.4. ) werden de zee-  
waarts gelegen Holocene sequenties bestudeerd. Het studie-  
gebied omvat de binnenduinen van Bredene-De Haan.

Het Testgebied Houtave omvat het gehele kaartblad Hou-  
tave ( Kaart I.5. ). Hier werd de toepasbaarheid van de fun-  
damentele inzichten die we uit het hoofdtestgebied bekwamen  
nader getoetst. Daarbij steunden we op archiefgegevens, aan-  
gevuld door een meer beperkt terreinonderzoek.

Het Testgebied Westelijk deel van de Kustvlakte ( Oost-  
duinkerke-De Panne ) behandelt enkele gegevens over de bouw  
van de Holocene kustbarrières, ter vergelijking met de Holo-  
cene en Eemiaan sequenties in het oostelijk deel van de kust-  
vlakte.

### 1.3. BESCHIKBARE GEGEVENS

#### 1.3.1. BOORGEDEVENS, DRUKSONDERINGEN, GEO-ELECTRISCHE METINGEN

De studie is vooral gebaseerd op veldwaarnemingen, uit-  
gevoerd in de testgebieden. Een veertigtal tijdelijke ontslui-  
tingen kwamen in de afgelopen vijf jaar vrij. Daarnaast werd  
een boorcampagne op touw gezet, waarbij een tiental mechanische  
droge boringen werden aangevuld met 250 handboringen met diep-  
tebereik tussen 3 en 18m en met een 600 tal verkenningsborin-  
gen met een beperkt bereik (3 à 5m).

Tabel I.1 geeft de beschikbare gegevens weer per testge-  
bied.

Deze gegevens werden aangevuld met boorresultaten, ter  
beschikking gesteld door openbare en private instellingen en  
met archiefgegevens van de Rijksuniversiteit Gent. Zo werden  
voor de kustvlakte meer dan 800 boorgegevens van de Geologische  
Dienst bestudeerd, waarvan er meer dan 300 werden weerhouden  
voor de interpretaties. Het Rijksinstituut voor Grondmechani-  
ca stelde ons naast een aantal boringen ( $\pm 100$ ) nog een reeks  
druksonderingsprofielen ter beschikking.



Gegevens werden ter inzage gesteld door de firma's AMEYE, GEOLAB en HAECON, door de Provinciale Technische Dienst voor Openbare Werken en de Dienst voor Waterzuivering van het Kustbekken. Er is een onderscheid gemaakt naar methode, kwaliteit en bereik van de boringen. De druksonderingen worden hier als aanvullende belangrijke informatie gebruikt.

De gegevens worden als volgt ingedeeld :

- DB : mechanische diepboring met eventueel verbuizing.  
Gecombineerd gebruik van spiraalboor- en pulsboormethode.
- SB : Spoelboringen
- HB : Handboringen met gecombineerd gebruik van gutsboor, Edelmanboor, spiraalboor, pulsboor met verbuizing.
- SHB : Handboringen afgewisseld met inspoelingsmethode
- GB, PB : Respectievelijk gutsboring en pulsbooring

De kwaliteitsnormen zijn gebaseerd op volgende criteria :

1. Het al dan niet aanwezig zijn van de volledige Kwartaire sequentie binnen boorbereik.
2. De boormethodes. Met dalende kwaliteit onderscheiden we :
  - gestoken boringen en droge boringen
  - pulsbooringen en gecombineerde droge boormethodes
  - pulsbooringen met alternerende inspoeling en droge werkwijze
  - spoelboringen

De meeste eigen waarnemingen bevinden zich in klasse 2.

3. Het algemeen dieptebereik. Een indeling >20m, 10-20m, 10-0m wordt weergegeven in tabel I.1.

Zo hebben de verkenningsboringen dikwijls een hoge kwaliteit, doch hun dieptebereik vormt de zwakke schakel.

Voor het hoofdtestgebied Brugge wordt op tabel I.1. het totaal aantal volledige Kwartaire sequenties weergegeven, de gemiddelde dichtheid van de boorpunten per km<sup>2</sup> en in een matrix wordt afzonderlijk de verdeling per km<sup>2</sup> voorgesteld (\*). De verkenningsboringen worden niet in rekening gebracht.

(\*) We gebruiken enkel de geselecteerde gegevens, d.w.z. de gegevens die voor objectieve interpretatie vatbaar zijn.



Hetzelfde principe wordt toegepast voor de verschillende diepte-intervallen en voor het totaal aantal gegevens. De meeste spoelboringen s.s. worden buiten beschouwing gelaten. Ontsluistingen hebben de hoogste interpretatieve waarde. De kaarten I.4., I.5. en I.6. geven de lokalisatie van de basisgegevens weer. Een lijst met de exacte positie is beschikbaar op het laboratorium.

### 1.3.2. BASISDOCUMENTEN

Uitvoerige studies in verband met de Kwartair- en Tertiair-geologische gesteldheid in aangrenzende gebieden zijn voorhanden.

Zo worden onderzoeken in verband met de Tertiaire gesteldheid aangewend ( GEETS, 1970, 1978 ; GEETS & DE BREUCK, 1970 ; JACOBS, 1975 ).

De Eemiaan sedimenten aangetroffen in de kustvlakte werden in diverse publicaties besproken ( DE MOOR & DE BREUCK, 1973 ; PAEPE, 1965 ; PAEPE et al., 1972 ; VANDENBERGHE et al., 1974 ; DE GROOTE, 1977, en andere ).

De Weichseliaan stratigrafie komt in diezelfde publicaties aan bod en is in de randzone van de Vlaamse Vallei uitvoerig onderzocht geworden ( HEYSE, 1975 ; DE MOOR & HEYSE, 1974 ; TAVERNIER & DE MOOR, 1974 ; DE MOOR, 1960, 1963, 1974 ).

Het spreekt vanzelf dat de bodemkaart en aanvullende literatuur ( AMERYCKX, 1959 ; TAVERNIER et al., 1970 ) onmisbare documenten zijn voor de evaluatie van vooral de Holocene sedimentreeksen.

Algemene Kwartairgeologische aspecten over de kustvlakte en de randzone ervan werden behandeld in recente doctoraatsverhandelingen ( ALLEMEERSCH, 1984 ; DEVOS, 1984 ; DEPRET, 1981 ; VERBRUGGEN, 1972 ; DE GROOTE, 1977 ; BAETEMAN, 1981 ) en publicaties ( THOEN, 1978 ; DEPRET, 1982 ).



#### 1.4. OPBOUW VAN DE VERHANDELING

We onderscheiden twee grote delen namelijk een algemeen deel en een deel dat de studie van de testgebieden en de verwerking van de laboratoriumgegevens omvat.

In het eerste deel worden de algemene resultaten systematisch en gesynthetiseerd weergegeven in functie van de vooropgestelde doelstelling, namelijk de inventarisatie van de Kwartaire sedimenten, de paleogeografische evolutie en de reconstructie van de zeespiegelstanden uit de sedimentsequenties. Het eerste hoofdstuk behandelt de aangewende technieken. De methodes voor het verwerven van de basisgegevens en de verwerking van die data komen aan bod.

Een volgend hoofdstuk omvat de inventarisatie van de Kwartaire eenheden in het afgebakende studiegebied. Hier worden de resultaten uit de onderscheiden testgebieden gecompileerd en geïntegreerd in een lithostratigrafisch model. Dit hoofdstuk behandelt de beschrijving, de genese, het geografische en stratigrafische belang ( kartering ) van de onderscheiden eenheden. Hierbij zijn de Tertiaire eenheden, de afzettingen ouder dan de mariene Eemiaan lagen, de mariene Eemiaan afzettingen, de Weichseliaan sequenties en de Holocene sedimenten volledig afzonderlijk besproken.

Hoofdstuk III behandelt de sedimentologische problemen. De typische wadsequenties worden er in detail bestudeerd, wat betreft sedimentgenese en areale en verticale uitbreiding. De kennis van deze sequentie is van belang voor de reconstructie van de zeespiegelstanden en de paleogeografische interpretaties. In het vierde hoofdstuk wordt ingegaan op de evolutie van de zeespiegel.

Vervolgens worden de paleogeografische en paleomorfologische gebeurtenissen gereconstrueerd ( hoofdstuk V ). Er wordt ook aandacht besteed aan de actuele geomorfologische verschijnselen van de kustvlakte.

Het tweede deel omvat de bespreking van de basisgegevens per testgebied.



Ontsluitingen en boorprofielen worden hierin gedetailleerd beschreven en geïnterpreteerd. Lokale paleogeografische en paleomorfologische evolutieschema's komen aan bod.

In een afzonderlijk hoofdstuk worden de granulometrische en sedimentpetrografische kenmerken van de getuigesedimenten behandeld. Deze studie is van belang voor de beschrijving van de eenheden. Ook wordt de relatie tussen de sedimentkenmerken en de afzettingsprocessen nagegaan. Hierbij worden een aantal moderne interpretatietechnieken aangewend. In de bijlagen staan de resultaten van het mollusken- en het palynologisch onderzoek synthetisch voorgesteld.

De twee delen worden uit praktische overwegingen in afzonderlijke boekdelen verwerkt. De kaarten, tabellen, figuren en foto's bevinden zich in een documentatiemap. Sommige belangrijke tabellen zijn in de tekst verwerkt.

Een aantal tabellen omvatten illustraties die constant dienen te worden geraadpleegd. Ze worden op het einde van bepaalde hoofdstukken tussengevoegd.

## 1.5. TERMINOLOGIE

Teneinde misverstanden te vermijden bij de stratigrafische problematiek, worden hier enkele specifieke termen per definitie vastgelegd. Ze gelden enkel voor deze studie. We onderscheiden :

1. Lithostratigrafie : Er wordt een informele lithostratigrafische indeling beoogd.

Een lithostratigrafische eenheid is een stratigrafische eenheid bestaande uit een zeker lithologisch type, uit een combinatie van lithologische types of uit een combinatie van andere eenheden die wegens hun lithologische karakteristieken samen horen ( HEDBERG, 1976 ). Het kritische criterium is een zekere lithologische homogeniteit.

De lithofacies of de lithologisch homogene eenheden vormen het laagste hiërarchische niveau voor de lithostratigrafische indeling van de Kwartaire sequenties.



Voor de bestudeerde Kwartaire sedimenten is het moeilijk het criterium van de homogene lithologie als basis voor de lithostratigrafische indeling te behouden wegens de snelle laterale en vertikale facieswisselingen, eigen aan de specifieke afzettingssmilieu's.

Daarom wordt in deze verhandeling een lithostratigrafische eenheid gedefinieerd als afzonderlijke lithofacies of als een specifieke combinatie van lithofacies. De gegroepeerde lithofacies komen voor in een specifieke stratigrafische positie of op specifieke niveau's. Ze zijn gescheiden door regionaal vervolgbare grensvlakken van diverse aard (sedimentaire en erosieve hiaten enz.)

Het samen beschouwen van lithologisch sterk verschillende lithofacies gebeurt op basis van het feit dat deze in bepaalde successies meestal samen en in een bepaalde volgorde voorkomen en dikwijls genetisch verbonden zijn.

2. Lithofacies : Volgens H.G. READING (1978) moet een lithofacies refereren naar een objectief beschreven "gesteente"eenheid, die onder bepaalde sedimentatie-omstandigheden ten gevolge van specifieke processen of in een speciaal milieu tot stand kwam. Deze benadering volgen we niet helemaal.

Het begrip lithofacies heeft geen stratigrafische betekenis *senso stricto*. Het is de verzameling van sedimentologische karakteristieken van een geïndividualiseerde eenheid.

Lithologie, granulometrie, insluitfels, sedimentaire structuren zijn de voornaamste criteria gebruikt voor de identificatie.

Twee identieke lithofacies kunnen in ons opzicht dezelfde genese hebben, doch dit is geen *conditio sine qua non*. Er zal bijvoorbeeld duidelijk blijken dat het onderscheid tussen mariene en alluviale klei niet altijd eenduidig is. Een lithofacies kan een combinatie zijn van sublithofacies en is dus niet noodzakelijk lithologisch homogeen.



Speciale aandacht verdient de schelpeninhoud. Het al dan niet aanwezig zijn van schelpen en de frequentie ervan is een duidelijk lithologisch argument. Hier wordt echter ook de schelpensamenstelling als criterium beschouwd. Deze, in de eerste plaats biostratigrafische indicatoren, kunnen in rekening worden gebracht voor de lithostratigrafische identificatie, omdat ze door hun ecologische betekenis de mogelijke samenhang van lithofacies aantonen.

Begrenzing van de lithostratigrafische eenheden op basis van factoren als laterale vervolgbaarheid, fossielen-samenstelling en lithogenese is toegelaten ( HEDBERG, 1976).

Samengevat moeten we stellen dat enkel de laagste hiërarchische niveau's eigenlijke lithologisch homogene entiteiten zijn, die gezien hun zeer lokaal karakter, weinig lithostratigrafisch belang hebben.

Uit de kenmerken van de lithofacies kunnen de sedimentatie-omstandigheden afgeleid worden, functie van het beschouwde interpretatieniveau. Daaruit volgt een lithogenetische hiërarchie. De verschillende sedimentgenetische interpretatieniveau's voor mariene afzettingen worden in onderstaande tabel I.2. weergegeven.

3. Afzettingen : De term afzetting wordt hier gebruikt, zoals geformuleerd door G. DE MOOR & I. HEYSE (1976).

Het is een informele lithostratigrafische eenheid, bestaande uit een afzonderlijk en karteerbaar litosoom en gekenmerkt door een bepaald lithotype. Dit lithotype is mede gekarakteriseerd door primaire en secundaire structuren en is begrensd door discontinuïteitsvlakken, die wijzen op een belangrijke onderbreking in de sedimentatie of verandering in sedimentatiemilieu en -agens.

Ze kan aldus een verzameling van isogenetische lithofacies vormen.



4. Typesequenties : In deze studie zijn typesequenties typische vertikale successies van lithofacies die in een bepaald lithostratigrafisch lichaam van een bepaalde rang voorkomen.
5. Profieltype : Een bepaalde successie van karteerbare lithostratigrafische eenheden of subeenheden van een lagere rang wordt als profieltype aangeduid. De karteerbaarheid is een hoofdvoorwaarde.

TABEL I.2. : Sedimentgenetische interpretatieniveau's : mariene sequenties.

Hoofdniveau	Eerste subniveau	Tweede subniveau
WAD	Schorre Slikke Getijdegeul Kreek	Zandwad Gemengd wad Kleiwad Zandplaat Oeverwal
DUIN	Duinpan Deflatieoppervlak Paraboolduin Longitudinaalduin	
STRAND	Hoogstrand Nat strand	
OPEN MARIEN	Nearshore Offshore	



De lithostratigrafische indeling van de Tertiaire sedimenten gebeurt op basis van de nomenclatuur vastgelegd door de "Subgroup Lithostratigraphy and Maps" van het I.G.C.P. Program 124 : The NW-European Tertiary Basin (1980).

De stratigrafie van de Pleistocene afzettingen wordt afzonderlijk behandeld voor de Pre-Eemiaan, Eemiaan en Weichseliaan sedimenten. De lithofacies van de eenheden uit voornoemde periodes verschillen dermate dat een lithostratigrafisch onderscheid zich opdringt.

De lithostratigrafische indeling van het Holocene is gebaseerd op lithologische verschillen tussen organische afzettingen enerzijds en klastische sedimenten anderzijds.

Gedetailleerde onderverdelingen worden in de respectieve hoofdstukken over het Weichseliaan, Eemiaan, Pre-Eemiaan en Holocene gemaakt.



## 2. METHODOLOGIE

### 2.1. TERREINWAARNEMINGEN

#### 2.1.1. BORINGEN

De boortechnieken dienden aangepast aan de lokale omstandigheden. De aard van het sediment speelde daarbij een hoofdrol, naast de beoogde diepte, het vooropgestelde aantal, de noodzakelijke precisie en het beschikbaar materiaal en personeel.

Het boornet werd uitgezet uitgaand van gedetailleerde en preciese ontsluitingsgegevens.

Voor de diepere waarnemingen konden we enkel op boorgegevens steunen. Daarvoor werden een achttal mechanisch verbuisde boringen uitgevoerd in het minst gekende noordoostelijk deel van het kaartblad Brugge. Hier werd gebruik gemaakt van de puls- en spiraalboorkop. Gezien het aangetroffen sediment dominant uit zand bestond en de hoge grondwatertafel in de polders waren verbuisde boringen noodzakelijk.

Een groot aantal boringen was gewenst daar we ondermeer de kartering van de stratigrafische eenheden beoogden. Het gebruik van droge gestoken mechanische boringen was uit praktische overwegingen uitgesloten gezien de vooropgestelde kartering, de kosten en het tijdrovend karakter.

We opteerden voor handboringen met de Eykelkamp apparatuur. In veen en klei werden gestoken gutsboringen uitgevoerd. In zanden diende de pulsboormethode met verbuizing aangewend, behalve in de niet verzadigde zone (meestal minder dan 1.5m). De grote beperking van deze methode is de bereikbare diepte en de duur van de boring. Gemiddeld boorden we 7m diep, maximaal 12m. Voor verkenning van de hoofdeenheden werd een gecombineerde methode uitgewerkt waarbij de droge boring afwisselde met de waterinspoeling.



Bij de gecombineerde methode werden de bovenste meters op de klassieke manier uitgeboord tot wanneer de voerbuizen een zekere weerstand ondervonden, namelijk op  $\pm 5$  m diepte. De voerbuizen werden verder ingedreven met behulp van een gefractioneerde inspoeling door middel van een waterstraal, opgepompt uit nabij gelegen reservoirs. Steeds werd vers water aangewend. Het sediment werd door de waterstraal in de voerbuizen naar omhoog gebracht en opgevangen. Door inspoeling vermindert de weerstand op de voerbuizen. Het penetreren van de voerbuizen en de waterslang in de grondlagen gebeurde gelijktijdig, zonder dat de inspoeling onder het peil van de voerbuizen geraakte. Om de halve meter werd de slang uit de voerbuis gehaald en werd de voerbuis binnenin uitgespoeld. De normale pulsbeemonstering gebeurde een aantal keer tot wanneer we de beemonstering verantwoord achtten. Daarna werd het spoelen hernomen.

Met behulp van deze methode verhoogt de potentiële penetratiediepte drastisch ( tot gemiddeld 14m en maximaal 18m ). De snelheid kan worden opgedreven en de fysieke inspanning gereduceerd. Zo kunnen boringen tot 15m in vier uur worden afgewerkt, terwijl met droge handboringen exceptioneel 12m diepte in 6 uur kan bereikt worden. Mechanische boringen tot die diepte namen minimaal twee dagen in beslag. Door het pulsen werden de aanwezige schelpen dikwijls vernietigd. Het gebruik van de gecombineerde methode stelde ons in staat intacte moluskenfauna's afkomstig uit een welbepaald hoogte interval te verzamelen.

Het verlies aan precisie door verspoelen van het sediment wordt gecompenseerd door de mogelijkheid om de boring vrij vlug te herhalen tot op kritische niveau's. Bij de gewone puls-boring wordt er overigens ook sediment verzameld, dat afkomstig is uit een bepaald hoogte-interval en is het staal eveneens geroerd. Deze boormethode kan slechts uitgevoerd worden in de omgeving van beken of waterleidingen, hetgeen in de polders overigens geen problemen geeft.



Veenniveau's en compacte kleilagen zijn met behulp van de gecombineerde methode moeilijk te doorboren. De nauwkeurigheid van de boring neemt af met de toenemende diepte. Er treedt immers een differentiële sortering van het opgespoelde materiaal op, die functie is van de afgelegde weg en van de intensiteit van de waterstraal. Dit betekent met andere woorden dat het groftste materiaal zich onderaan concentreert en bij bemonstering met de puls wordt opgevangen. Deze fout probeerden we enigszins te compenseren door de stroomsterkte met de diepte te laten toenemen, door het regelmatig uitspoelen van de voerbuis, door de watervoeding niet meer dan 10cm onder de voerbuis te laten doordringen en door herhaaldelijk te pulsen vóór de eigenlijke bemonstering.

Deze gecombineerde methode bleek uitstekend geschikt te zijn voor de gestelde karteringsopties.

In uitzonderlijke gevallen diende voor de penetratie van compacte kleilagen, rustend op zanden gebruik te worden gemaakt van waterspoeling zonder verbuizing met een drietandsysteem. Hierbij zijn alle stratigrafische en lithologische interpretaties uitgesloten. Dit uitspoelen gebeurde na nauwkeurige bemonstering met de guts. Daarna konden de voerbuizen doorheen de kleilaag gedreven worden en werd de boring droog of gecombineerd verder gezet.

Droge handboringen zonder verbuizingen met de spiraalboor, de gutsboor en de Edelmanboorkop werden uitgevoerd om de bovenste klastische eenheid van de Holocene sequentie te kunnen bestuderen. Deze boringen bereikten gemiddeld een paar meter, uitzonderlijk 7m. Het zijn de zogenaamde verkenningsboringer, die in raaien werden uitgevoerd met onderlinge afstand variërend tussen 5 en 100m.

De boorgegevens werden verwerkt in doorsneden, en besproken bij de kartering van de lithologisch homogene eenheden en de paleomorfologische oppervlakken. De lokalisatie van de boorgegevens en de aard van de gegevens werden samen met enkele kritische parameters in een databank opgeslagen voor verdere verwerking met de computer.



De bemonstering bij de mechanische diepboringen gebeurde om de halve meter. Bij de handboringen bemonsterden we op de meest representatieve niveau's en namen we stalen van de meest representatieve eenheden. Deze monsters werden op het laboratorium verder onderzocht naar molluskensamenstelling, granulometrie, zware mineralen en eventueel palynologisch of naar hun diatomeeëninhoud.

### 2.1.2. ONTSLUITINGEN EN STAALNAME

Meestal bleven de ontsluitingen slechts tijdelijk open in het studiegebied en werden ook hier opnametechnieken aangepast aan de lokale omstandigheden. In de mate van het mogelijke werd de hoogteligging van het maaiveld en van de lithologische eenheden door nivellering vastgelegd. Een gesynthetiseerde vertikale kolom werd opgesteld. Deze geeft de onderscheiden eenheden weer met hun onderlinge relatie en belangrijkste sedimentologische karakteristieken. Er werd een uniforme symboliek vastgelegd voor de weergave van de sedimentologische kenmerken als voor de lithostratigrafische eenheden. Deze geldt zowel voor boorgegevens als voor ontsluitingsgegevens ( Fig. I.1.).

Naast de vormgetrouwe weergave van sedimentaire structuren werd een aanvullende code opgesteld voor de synthetische weergave ( Fig. I.1. ).

Naargelang het belang van bepaalde fenomenen werden detailprofielen uitgekozen. Ze zijn terug te vinden op aanvullende figuren of op foto's.

Elke ontsluiting heeft een eigen lettersymbool ( Tabel I.3. ). Elke lithologisch homogene eenheid wordt weergegeven door dit lettersymbool, gevolgd door een volgnummer en vervolgens door een lithologische indicatie. De symboliek met de lithologische indicaties wordt weergegeven in tabel I.4.

De oudste lagen hebben de kleinste nummers.

De eenheid SM/8Z is bijvoorbeeld afkomstig uit de ontsluiting Sint Michiels, eenheid 8 en bestaat uit zand.



Het nummer van de laag, in het voorbeeld 8, kan in verschillende ontsluitingen van éénzelfde testgebied gebruikt worden om een correleerbare laag aan te duiden.

Bij de boorprofielen wordt de lithologische indicatie gevolgd door het laagnummer, zoals bijvoorbeeld LZ8, lemig zand, eenheid 8.

De aangewende symboliek voor de weergave van de lithologische kenmerken van de afzettingen is gebaseerd op volgende principes :

- Er dient in eerste instantie gestreefd te worden naar een objectieve weergave, die zowel bruikbaar is uit geotechnisch standpunt, als uit het standpunt van het fundamenteel onderzoek.
- De lokalisatie en de vorm van de insluitsels moet kunnen weergegeven worden ( bijvoorbeeld schelpkleppen op één niveau ) met op dezelfde figuren de sedimentaire structuren en de lithologische gesteldheid.

De symboliek aangewend door het Rijksinstituut voor Grondmechanica, aangepast door M. DEPRET (1981) beantwoordt aan de eisen van objectiviteit.

In ons geval echter is die moeilijk te gebruiken voor weergave van ontsluitingsgegevens. Daarom werd een uniforme symboliek aangewend waarin dezelfde kwaliteitsnormen gesteld zijn.

De indeling van de zanden ligt door kwantitatieve granulometrische grenzen vast.

- De klei-leem-zand verhouding wordt bij de weergave gerespecteerd, zodat dezelfde terminologie kan worden gebruikt als die voorgesteld door het Rijksinstituut voor Grondmechanica.



Bij de ontsluitingsgegevens staan de coördinaten, de diepte, de hoogteligging, de aard van de werkzaamheden, de verantwoordelijke uitvoerders in de mate van het mogelijke vermeld. Een preciese lokalisatieschets wordt zo nodig bijgevoegd.

Belangrijke ontsluitingen lieten een lokale profiel-typekartering van de lithofacies toe. In drie dimensies werd het verloop van bepaalde structuren en grensvlakken nagegaan.

### 2.1.3. DRUKSONDERINGEN

Door diverse firma's en door het Rijksinstituut voor Grondmechanica werden druksonderingsprofielen ter beschikking gesteld.

M. DEPRET (1982) bestudeerde uitvoerig de interpretatie-mogelijkheden van dergelijke metingen en stelde een interpretatietechniek voor waarop werd gesteund.

De interpretatie gebeurde echter vooral op basis van een ijkingsprocedure met boorgegevens.

Door middel van een boring of een boorprofiel onderzochten we de relatie tussen de lithologische variatie en het effect van die verschillen op de curve die mantel-, konus- en totale weerstand tegenover de diepte weergeeft.

Op basis van het analoge verloop van de curves werd de stratigrafische en lithologische interpretatie van andere curves werkstelligd.

Een druksondering zal bij deze benaderingswijze nooit meer leren dan een boorgegeven.

### 2.1.4. GEO-ELECTRISCHE METINGEN

Het geo-electrisch onderzoek verschaft inlichtingen over de diepere grondlagen, die anders alleen met belangrijke boringen kunnen waargenomen worden. De klassieke Wenner-opstelling waarbij de elektrodenafstand geleidelijk vergroot, werd gehanteerd.



De interpretatie van de resistiviteitscurven gebeurde volgens klassieke technieken ( HUMMEL-ORELLANO ).

We onderscheidden de dikte en het aantal lagen met hun specifieke resistiviteit in het interval dat beperkt is door de maximale indringingsdiepte. Enkel de lagen met een voldoende resistiviteitscontrast konden worden gedifferentieerd.

Uit de af te leiden ware resistiviteit van de lagen en rekening houdend met de hydrogeologische omstandigheden konden aanwijzingen over de lithologische opbouw afgeleid worden.

#### 2.1.5. GEOMORFOLOGISCHE VELDKARTERING

De morfografische gesteldheid werd op het veld nagegaan. In bepaalde gevallen werden nivelleringen uitgevoerd al dan niet langs profiellijnen, waardoor ook uiterst geringe hoogteverschillen tot uiting worden gebracht.

#### 2.1.6. HERBESCHRIJVEN VAN BESTAANDE BOORGEGEVENS

Teneinde objectief de archiefgegevens van de Rijksuniversiteit Gent te kunnen interpreteren, werden de verzamelde staten van een aantal diepboringen opnieuw beschreven. De molluskeninhoud werd onder andere meer in detail geanalyseerd.

Als referentiemateriaal werden een aantal gestoken boorkernen van nearshore boringen uit de Noordzee bestudeerd.



## 2.2. LABORATORIUMTECHNIEKEN

### 2.2.1. GRANULOMETRIE

#### 2.2.1.1. Inleiding

De sedimenteenheden worden gekarakteriseerd en beschreven door hun granulometrische kenmerken.

Met de studie van de korrelgrootteverdeling beoogden we in eerste instantie het kwantifiseren van die karakteristieken. Veldbeschrijvingen werden op die manier geijkt.

Tallose pogingen (\*) werden ondernomen om de afzettingsomstandigheden af te leiden op basis van de korrelgrootteverdelingen. De korrelgrootte werd zowel vanuit beschrijvend als sedimentgenetisch oogpunt onderzocht.

#### 2.2.1.2. Beschikbare gegevens

Om inzicht te krijgen in de granulometrische kenmerken van een lithologisch homogene eenheid, diende eerst en vooral een statistisch verantwoord aantal stalen met bovendien een voldoende areale en verticale spreiding te worden onderzocht. We analyseerden een vijfhonderdtal stalen.

Bij nader inzien bleek dit aantal ruimschoots onvoldoende te zijn voor een gedetailleerde beschrijving van de variaties tussen de eenheden en in de eenheden zelf. De lithostratigrafische indeling zal hier nooit op de granulometrische detailanalyses alleen kunnen steunen. Met dit aantal is het wel mogelijk om de inwendige diversiteit of de homogeniteit van de eenheid weer te geven. Het aantal stalen per eenheid onderzocht, was functie van het belang van de eenheid op stratigrafisch en sedimentgenetisch gebied, en was afhankelijk van de uitbreiding van de dikte van de laag.

Enkel de Kwartaire sedimentreeksen van het kaartblad Brugge werden beschouwd. Daar bleek dat 80% van de stalen, in de actuele kustvlakte gelegen, uit fijne zanden met mediaan tussen  $2\phi$  en  $3.5\phi$  (tussen  $250\mu\text{m}$  en  $\pm 200\mu\text{m}$ ) bestonden.

(\*) Enkele voorbeelden : FOLK & WARD, 1957 ; INMAN, 1962 ; DOEGLAS, 1950, 1968 ; RIVIERE, 1977 ; PASSEGA, 1967 ; VISCHER, 1969 ; CAILLEUX, 1943 ; CAILLEUX & TRICART, 1959 ; SHEPARD & YOUNG, 1961 ; SINDOWSKI, 1957 ; FRIEDMAN, 1958, 1961, 1962, 1967.



De overige sedimenten hadden een mediaan groter dan  $3,5\phi$ , dus fijner dan  $100\ \mu\text{m}$ .

In het zuidoostelijk deel van het kaartblad Brugge was die verhouding ongeveer dezelfde. De zandgroep bevatte evenwel een belangrijker fijne fractie.

In het zuidwestelijk deel van het hoofdtestgebied Brugge daarentegen bestonden de klastische eenheden uit zand.

Zand met mediaan tussen 2 en  $3,5\phi$ , die bovendien in sterk uiteenlopende omstandigheden werd afgezet, vormde dus de hoofdcomponent van de Kwartaire eenheden in het studiegebied. Hierdoor werd bijzondere aandacht besteed aan de zandfractie.

#### 2.2.1.3. Monsternamen

Voor enkele specifieke problemen werd er in ontsluitingen per lamel bemonsterd. Meestal werden de stalen uitgekozen voor de bepaling van de gemiddelde samenstelling van het afzettingsniveau. Aldus kunnen drie methodes voor staalname onderscheiden worden :

1. Ontsluitingsstalen, guts- en wangboorsedimenten die toelaten de kleinste sedimentologische veranderingen te bemonsteren. De kleifractie blijft volledig bewaard; het staal behoort tot slechts één bepaalde eenheid.
2. Pulsmonsters. De staalname met de puls gebeurt vooral voor zandige stalen onder de watertafel, waar ontsluitingen ontbreken of dieper dan het bereik in ontsluitingen. Door het in suspensie brengen van de fijne fractie gaat een kwantitatief niet te bepalen gedeelte van de fijne fractie verloren.  
Deze stalenreeks beslaat het gros van de waarnemingen.
3. Spoelmonsters. Op enkele plaatsen werd uit praktische overwegingen toch overgegaan tot het gebruik van spoelmonsters.  
Het gehalte aan fijne fractie gaat voor een groot stuk verloren en is een onbetrouwbaar gegeven.



We analyseerden enkele stalen die op de verschillende wijzen werden bemonsterd. Spoel- en Pulsmonsters hebben een kleideficiëntie ten opzichte van ontsluitingsstalen. De potentiële fout door het verlies van de fijne fractie bij bemonstering werd vermeden door het afzonderlijk bestuderen van de zandfractie.

De studie van de zandfractie omvat de fractie tussen 2000 en  $63\mu\text{m}$ . Op die manier zijn de stalen die volgens de verschillende methodes werden bemonsterd en die als dusdanig werden geïnterpreteerd, weer volkomen vergelijkbaar. Een supplementaire moeilijkheid waarmee we in het onderzoek af te rekenen hadden, is de vergelijkbaarheid met stalen die door andere instanties ( R.I.G., R.U.G.-archieven ) werden bemonsterd en onderzocht.

#### 2.2.1.4. Laboratorium analyses

Het gewichtsprocent van korrelgrootte fracties werd bepaald. Het afleiden van de korrelgrootteverdeling gebeurde volgens de droge mechanische zeefmethodes voor de zand- en grintfractie. Voor de fijne fractie  $<50\mu\text{m}$  steunden we op bezinkingstechnieken en werden de sedimentatiebalans en vooral de pipetmethode van Köhn aangewend.

Een gedetailleerde flow chart van de laboratoriumbewerkingen wordt in tabel I.5. weergegeven.

De mechanische zevingen gebeurden met een schudtoestel ( Type GILSON SS-8RF ) met een zevenreeks ( ASTM E11-70 ) van  $1/4\phi$  tussen 1000 en  $63\mu\text{m}$  en met een zevenreeks van  $1/2\phi$  voor de grove fracties. Gezien het grintarme karakter van de sedimenten kon de zeving in de meeste gevallen bij de  $1000\mu\text{m}$  ( of  $0\phi$  ) bovengrens beëindigd worden. Experimenten bewijzen de noodzaak van het gebruik van een uniforme zevenreeks.



De fijne fractie, dit is de fractie fijner dan  $50\mu\text{m}$ , werd door een natte zeving verwijderd. De analyse van de zandfractie gebeurde hoofdzakelijk zonder verdere voorbehandeling. Van een groot aantal stalen evenwel werden de kalk- en organische bestanddelen uit de zandfractie verwijderd. Als de fijne fractie meer dan 5% bedroeg, werd deze verder behandeld met de pipetmethode van Köhn. Hiervoor diende echter het organisch materiaal en de aanwezige kalk te worden vernietigd uit de fijne fractie.

#### 2.2.1.5. Hoofdindeling van de stalen

De analyseresultaten werden volgens een hiërarchisch systeem in groepen verdeeld. De hoogste hiërarchische niveau's omvatten de sedimentgroepen, die op het veld werden onderscheiden. De terminologie die we op het veld hanteerden, ligt erin vervat.

De stalen werden eerst ingedeeld op basis van het procent fijne fractie ( $< 50\mu\text{m}$ ).

Groep A : fijne fractie  $< 20\%$

Groep B : fijne fractie  $> 20\%$  en  $< 50\%$

Groep C : fijne fractie  $> 50\%$

Voor de sedimentbeschrijving werd volgende terminologie aangewend :

1. Zand	kleigehalte	0 tot	7%
	leemgehalte	0 tot	35%
	zandgehalte	50 tot	100%
	grintgehalte		$< 50\%$
	maximale fijne fractie		50%
2. Lichte klei(*)	kleigehalte	7 tot	20%
	leemgehalte	20 tot	45%
	zandgehalte	35 tot	70%
	minimale fijne fractie		27%
	maximale fijne fractie		65%

(\*) Lichte klei omvat zandige klei en sterk zandhoudende klei.



3. Zandleem : kleigehalte 7 tot 20%  
 leemgehalte 45 tot 70%  
 zandgehalte 15 tot 50%  
 minimale fijne fractie 50%  
 maximale fijne fractie 85%

4. Klei : kleigehalte 20 tot 30%  
 leemgehalte 30 tot 60%  
 zandgehalte 10 tot 50%  
 minimale fijne fractie 50%  
 maximale fijne fractie 90%

5. Zware klei : kleigehalte 30 tot 45%  
 leemgehalte 35 tot 65%  
 zandgehalte 0 tot 35%  
 minimale fijne fractie 65%  
 maximale fijne fractie 100%

Deze terminologie is gebaseerd op het textuurdriehoeks-  
 diagram aangewend door de Bodemkaart van België ( AMERYCKX,  
 1958 ).

Het zand werd verder onderverdeeld :

zeer grof zand	1,0	Φ	> 500 μm
grof zand	1,0 - 1,5	Φ	500 - 350 μm
middelmatig (grof) zand	1,5 - 2,0	Φ	350 - 250 μm
middelmatig (fijn) zand	2,0 - 2,5	Φ	250 - 175 μm
fijn zand	2,5 - 3,0	Φ	175 - 125 μm
zeer fijn zand	3,0	Φ	< 125 μm

Om praktische redenen waken we af van de traditionele in-  
 deling. Het overgrote deel van de beschikbare zanden heeft im-  
 mers een mediaan die in de klasse ligt van middelmatig fijn  
 tot fijn zand.

Bij de beschrijving van elk staal werd een aanwijzing  
 gegeven over de dominante fractie en over de bijmenging (glau-  
 coniet, schelpen, fijne fractie ).

Op het veld was het moeilijk verantwoorde schattingen te  
 maken over bijmengingen van fijne fracties.



De termen zandhoudend, kleihoudend, leemhoudend wijzen op de nadrukkelijke aanwezigheid van dergelijke fracties als bijmenging in het sediment. Verdere specificaties, zoals weinig of zeer veel, werden toegevoegd bij deze meer kwalitatieve onderverdeling.

Voor de insluitsels werd eveneens de term "-houdend" en "-rijk" ingevoerd met verschillende waarden voor de onderscheiden insluitsels.

Kalkhoudend, glauconiethoudend	< 5%
Kalkrijk, glauconietrijk	> 5%
Schelphoudend, silexhoudend	<10%
Schelprijk, silexrijk	>10%

## 2.2.2. SEDIMENT-PETROGRAFISCH ONDERZOEK

Naast de studie van de grintsamenstelling, de bepaling van de kalkgehalten en van het gehalte organisch materiaal werden ook de zware en de magnetische mineralen onderzocht van een aantal typische Kwartaire sequenties.

We volgden onderstaande werkwijze :

1. Het gewichtsgehalte aan zware mineralen werd bepaald. Daarnaast werd het gewichtsprocent van de verschillende geïdentificeerde magnetische mineralen nagegaan. De zware mineralen werden met bromoform afgescheiden. Enkel sedimenten behorend tot granulometrische groep A werden beschouwd. De volledige fractie tussen 500 en 63 $\mu$ m werd geteld.
2. De samenstelling van de zware mineralen werd bekomen na vlakkentelling onder een polarisatiemicroscoop, waarbij minimum 200 transparante korrels per staal werden geteld.
3. De scheiding van de magnetisch gevoelige mineralen gebeurde met de Frantz Isodynamic Magnetic Separator in drie verschillende standen ( 0,4 ; 0,8 ; 1,2 ampère) met een vaste zijwaartse helling van 20° en een voorwaartse helling van 30°. De bekomen fracties werden gewogen. De samenstelling kon aan de hand van X-straal diffractogrammen verder geanalyseerd worden.



### 2.2.3. PALEONTOLOGIE

#### 2.2.3.1. Palynologie

Tellingen en interpretaties werden door C. VERBRUGGEN uitgevoerd en in onderling overleg verwerkt.

De preparatie van de verzamelde stalen gebeurde volgens de acetolysemethode met HF en met Thoulet zware oplossing.

Voor de Weichseliaan sedimenten en de oudere Kwartaire sedimenten in het algemeen was het belangrijk een inzicht te krijgen over de afzettingsomstandigheden zoals over de warme omstandigheden, over de eventuele mariene invloed enz. Enkele Holocene veenprofielen werden nader bestudeerd met het oog op meer gedetailleerde stratigrafische indicaties en de geschiktheid voor  $C^{14}$ -datering. Aanvullende resultaten in verband met de plantenassociaties van vooral duinen en archeologische sites uit de omgeving van Bredene werden door R. DE CEUNYNCK ter beschikking gesteld.

#### 2.2.3.2. Diatomeeën-onderzoek

Een aantal stalen van Eemiaan afzettingen werden door L. DENYS aan een kwantitatief en kwalitatief onderzoek onderworpen wat betreft hun diatomeeën-samenstelling.

Het beoogde doel omvatte het opsporen van biostratigrafische indicatoren voor het onderscheid tussen de mariene Holocene afzettingen en de Eemiaan mariene sedimenten en in tweede instantie het vinden van aanwijzingen over de paleo-ecologische omstandigheden.

Ook willen we nagaan in welke mate de diatomeeën-samenstelling bruikbaar is voor het opstellen van de gedetailleerde stratigrafie binnen de Eemiaan sedimenten.

De resultaten worden besproken bij de behandeling van de Eemiaan sequentie.



### 2.2.3.3. Mollusken-samenstelling

#### 2.2.3.3.1. Inleiding

In de loop van het onderzoek bleek dat bepaalde mollusken-soorten en -soortenassociaties geografisch en stratigrafisch een specifieke verspreiding kenden, hetgeen aanleiding gaf tot een semi-kwantitatieve studie, waarbij tellingen werden uitgevoerd. Deze werden ingepast in een interpretatieschema, dat steunt op literatuurgegevens en veldwaarnemingen in actieve sedimentatiemilieu's.

Het zijn niet zozeer de absolute hoeveelheden van bepaalde soorten die informatie geven in verband met de sedimentatie-omstandigheden, wel de combinatie en het relatief belang van een reeks species.

Een aantal aanvullende indicaties werden beschouwd zoals onder andere de toestand van de schelpkleppen ( gerold, dubbelkleppig, gefragmenteerd, enz. ).

De afzettingssomstandigheden worden verder afgeleid op basis van de granulometrie en de sedimentaire structuren van het sediment.

#### 2.2.3.3.2. Bemonstering

De meest gedetailleerde bemonstering greep plaats in ontsluitingen. Het gewichtsprocent van de schelpkleppen werd bepaald ten opzichte van het sediment waarin de fauna werd aangetroffen ( bulkmethode ).

Een tweede methode omvatte de schelpentelling in de ontsluiting zelf. Deze werkwijze is minder precies en dient, voor moeilijker identificeerbare en kleine specimen, toch op het labo verder te worden gedetailleerd. De tellingen op het veld bieden het voordeel dat een grote hoeveelheid gegevens beschikbaar is, ten koste evenwel van detail en precisie. Dit nadeel wordt gecompenseerd door de aanwezigheid van relatief soorten-arme fauna's met relatief eenvoudig herkenbare species.



Een overzicht van het faunabeeld in boringen werd ook op het veld beschreven. Meestal was de frequentie van schelpkleppen te beperkt in de smalle boorkernen en werd een deel vernield door guts- en pulsmethodes. Daartoe werd schelpmateriaal verzameld op de zeef van 1mm met de eerder besproken gecombineerde spoelboringsmethode. Er werd een schatting gemaakt van het procentueel aandeel van de schelpfractie in volgende tabel I.6 .

TABEL I.6. : Schelpgehalte

<u>Terminologie</u>	<u>Gewichtsprocent</u>
uiterst veel schelpen	> 30%
zeer veel schelpen, schelprijk	10 - 30%
schelphoudend	2 - 10%
schelparm	< 2%

Deze schaal omvat de diversiteit van de aanwezige soorten niet. Wanneer het dominant om fragmenten gaat, wordt eenzelfde gradatie voorgesteld. Fragmenten worden onderscheiden van gruis door hun grotere korrelgrootte. Ze zijn ook beter herkenbaar.

Vergelijkingen werden uitgevoerd met oppervlaktestenen uit de Noordzee en langs het Noordzeestrand. Overigens baseerden we ons voor interpretaties op literatuurgegevens. Determinaties en tellingen werden uitgevoerd in samenwerking met paleontologische en biologische diensten (\*) en medewerkers van het laboratorium (\*\*).

#### 2.2.3.3.3. Verwerking van de gegevens

Uitgebreide en gedetailleerde tellingen werden vooral uitgevoerd op schelprijke lagen, die meestal in ontsluitingen werden verzameld.

Fragmenten werden slechts geteld, als het slot aanwezig was. Elementen kleiner dan 1mm werden niet beschouwd.

(\*) E. STEURBAUT, J. DE CONINCK

(\*\*) E. RENFALK, L. LIBEER



## 2.3.4. AANVULLENDE INTERPRETATIETECHNIEKEN

### 2.3.4.1. Computerverwerking

De hoeveelheid beschikbare gegevens en de aard van de data maakte het inschakelen van de computer noodzakelijk voor de verwerking.

Het gebruik spitste zich vooral toe op de grafische mogelijkheden en op de statistische en mathematische verwerking van granulometrische en sedimentpetrografische gegevens.

Het software-pakket CLUSTAN (\*), programmatuur voor clusteranalyse en principaal componentanalyse, werd aangewend voor de objectieve indeling in groepen van een aantal gevallen  $x$ , gekenmerkt door een aantal variabelen  $y$ .

De diverse granulometrische parameters werden berekend en verwerkt.

Databanken werden opgesteld zodat de verschillende gegevens beschikbaar blijven en voor aanvulling vatbaar zijn.

De programmatuur werd ontwikkeld voor het uittekenen van granulometrische verdelingen en voor het plotten van grafieken, die het verband uitdrukken tussen parameters van allerlei aard.

Met de digitaliseertafel werden de achtergrond van de kaart en de coördinaten van de basisgegevens ingebracht. De schaal kon willekeurig gekozen worden. Als basiskaarten gebruikten we de kaarten van het Nationaal Geografisch Instituut. Per gegeven werden de diverse parameters in een databank opgeslagen. Zo kunnen momenteel volgende gegevens worden opgevraagd voor het kaartblad Brugge :

1. Lambertcoördinaten van de gegevens omgerekend uit de ingegeven cartesische coördinaten.
2. Het gegevennummer met de herkomst ( bv. Geologische Dienst ) en aard van het gegeven ( bv. handboring ).
3. De absolute hoogte van het maaiveld
4. De diepte van de boring

(\*) CLUSTAN 2 , SIEMENS BS 2000 Version (1982)  
Computing Laboratory University of St. Andrews  
FIFE KY16 9SX , Scotland  
Zuma B2,1 , Mannheim , West-Germany.



5. De diepte van het Tertiair substraat of de dikte van het Kwartair
6. De dikte van het Holocene
7. De diepte van het contact tussen de continentale Weichseliaan en de mariene Eemiaan sedimenten.

Door omrekening van die uitbreidbare parameterreeks kunnen volgende kaarten of willekeurige gedeeltes ervan geconstrueerd worden :

1. met de lokalisatie van de gegevens

Hierbij kan facultatief de verschillende herkomst en aard van de gegevens worden weergegeven.

Eveneens optioneel is de differentiële weergave van een bepaalde gegevenreeks ( bv. enkel de ontsluitingsgegevens ).

2. met de hoogte van het maaiveld

3. met het dieptebereik van de gegevens in absolute hoogte of in meters onder het maaiveld.

Het is mogelijk alle gegevens op te vragen die binnen een bepaald parameter-interval liggen.

Zo kunnen bijvoorbeeld alle gegevens die informatie leveren tussen 10 en 20m diepte, of alle mechanische diepboringen van meer dan 20m op kaart worden gebracht.

4. met de dikte van het Kwartair, eventueel zelfs met een zonering volgens een aantal diepte-intervallen.

Isopachen werden niet getrokken. Het boornet is immers niet regelmatig genoeg verspreid om tot automatisering van het uittekenen van isopachen over te gaan.

Bovendien dient voor de interpretatie van de isopachen rekening te worden gehouden met lokale omstandigheden en met de positie van andere paleotopografische oppervlakken enz. Dezelfde opmerking geldt voor isohypsen. We verkozen daarom een manuele interpretatie.

5. met de basisgegevens voor de reconstructie van het paleotopografisch oppervlak aan de basis van het Kwartair. Daaruit werden de isohypsen aan de basis van het Kwartair gereconstrueerd.



6. met de absolute hoogte van het oppervlak aan de basis van de Weichseliaan sequentie
7. met de absolute hoogte van het oppervlak aan de basis van de Holocene sequentie
8. met de dikte van de Eemiaan sequentie, van de Weichseliaan en de Holocene afzettingen.

Dezelfde databank wordt gebruikt voor het uitplotten van boorprofielen. De grensvlakken worden automatisch verbonden. De uitgekozen boorgegevens worden uitgezet volgens een varieerbare lay-out.

De uitgewerkte software kan een bescheiden bijdrage vormen voor het uitwerken van geologische databanken.

#### 2.3.4.2. Kartografische voorstellingen

Bij de inventarisatie van de lithostratigrafische eenheden werd gebruik gemaakt van een profieltypekartering, met een aangepast legende systeem.

Verspreidingskaarten met isohypsen en isopachen van de onderscheiden eenheden worden voorgesteld, alsook een afgedekte geologische kaart met de Tertiaire afzettingen.

De geologische kaart van de Holocene lagen is een profieltypekaart, gebaseerd op de karteringsprincipes voor de kustvlakte sequentie, voorgesteld door J. BARCKHAUSEN et al. (1977).

De geomorfologische kaart heeft een eigen legende systeem, dat we zullen behandelen in het hoofdstuk - geomorfologie.

Bij de geomorfologische kartering komen diverse aspecten van de morfografie, de morfometrie, de morfogenese en van de dateringsmethodes van de onderscheiden vormen aan bod. De morfografische basisgegevens werden verworven aan de hand van kaartanalyses, luchtfoto-interpretaties en veldwaarnemingen. Deze kaart zal dan ook een hulpmiddel zijn bij het opmaken van de definitieve morfologische kaart van het gebied.



Enkel het kaartblad Brugge werd op deze gedetailleerde manier behandeld. Voor het testgebied Houtave en Bredene zijn de resultaten van meer algemene aard.

De morfografische en morfogenetische kartering van het duingebied en het strand werd buiten beschouwing gelaten.

Paleogeografische kaarten geven hypothetisch de toestand weer in een bepaalde fase van ontwikkeling.

Paleotopografische oppervlakken werden gereconstrueerd om een zekere evolutie te kunnen visualiseren. De maximaal bereikte hoogte van onlap-sedimenten, afgezet zonder erosieve hiaten op een bestaand paleotopografisch oppervlak maakt de paleotopografische reconstructie mogelijk.

De hoogte van het sedimentatie-niveau moet afhankelijk zijn van een veranderende factor zoals bijvoorbeeld de zeespiegelstand. De veranderingen van die factor moeten ervoor zorgen dat de sedimentatie steeds hoger tegen het hellend substraat plaatsvindt.

Bij de behandeling van mariene Eemiaan en Holocene hoogwadafzettingen, wordt het gebruik van de paleotopografische oppervlakken voor de paleogeografische reconstructie nader toegelicht.

De paleogeografische kaarten bevatten dan ook meestal de actuele en of gereconstrueerde uitbreiding van een aantal eenheden, naast hoogtelijnen van significante paleotopografische oppervlakken.



### 2.3.5. INTERPRETATIE VAN DE AFZETTINGSOMSTANDIGHEDEN

De sedimentatie-omstandigheden worden afgeleid op basis van het principe van analogie met actieve afzettingsmilieu's en met door andere auteurs bestudeerde sequenties.

De mariene sedimenten in het studiegebied bestaan vooral uit wad-, strand- en nearshore afzettingen. Ondanks het feit dat we in de hoofdstukken - wadsequenties en zeespiegelveranderingen - verder op deze problematiek ingaan, wordt hier summier een opsomming gegeven van de karakteristieken van belang om de sedimentgenese van de lithostratigrafische eenheden af te kunnen leiden.

De continentale afzettingen in het studiegebied zijn voor het grootste deel fluviatiele, fluvio-periglaciaire en eolische afzettingen van de Weichseliaan sequenties. De typische kenmerken van die sedimenten worden dan ook bij het deel over de Weichseliaan afzettingen zelf behandeld.

#### 2.3.5.1. Wadafzettingen

##### 2.3.5.1.1. Inleiding

Met wadafzettingen worden de sedimentsequenties bedoeld, die onder getijdenwerking tot stand komen, in licht hellende kustzones, met duidelijke getijritmes en met beschikbaar sediment, en waar de golfimpact enigszins gebufferd is. Een sorteringsproces is actief gedurende het transport. Getijden en getijstromingen spelen een dominante rol.

Bij de behandeling van de wadafzettingen zullen we het verband tussen de actieve sedimentatie-omstandigheden en de bewaarde sedimentsequenties onderzoeken. Alsook proberen we een model naar voor te brengen van de sequenties ontstaan bij nagenoeg constante zeespiegelstanden of bij stijgende, dalende en fluctuerende zeespiegelstanden.



In de wadafzettingen worden volgende submilieu's onderscheiden :

1. Schorre
2. Slikke - Kleislikke
  - Gemengd wad
  - Zandslikke en zandplaten
3. Kreken
4. (Subtidale) Getijdegeulen
5. Oeverwalsystemen
6. Eb- en vloeddelta's

Elk van die submilieu's strekt zich uit binnen bepaalde hoogte-intervallen ten opzichte van de heersende zeespiegelstanden ( Tabel I.7. ).

TABEL I.7. : Wadmilieu's ten opzichte van zeespiegelstanden.

oeverwallen		schorre	supratidaal
kreek	oeverwallen	kleislikke	intertidaal
kreek		gemengd wad	
		zandplaat	
		zandslikke	
		getijdegeul	subtidaal

Het feit dat sedimenten van verschillende submilieu's in superpositie voorkomen, is toe te schrijven aan de laterale migratie van deze milieu's in de tijd. Uitgaande van de studie van actieve sedimentatie in getijdezones zoals het Zwin, het IJzerestuarium te Nieuwpoort, de zandplaten en wadden van de Oosterschelde, het Land van Saeftinghe en de Schelde-schorre, aangevuld met literatuurgegevens over actieve sedimentatiemilieu's, konden identificatiecriteria van de wadmilieu's naar voor gebracht worden, die dan opgespoord werden in de sedimentsequenties van het studiegebied.

Anderzijds kunnen uit de sedimenten zelf een aantal supplementaire kenmerken en eventuele identificatie criteria worden afgeleid, die zelfs niet noodzakelijk van lokale aard zijn.



Bij de beschrijving van de wadafzettingen wordt de nadruk gelegd op volgende parameters :

- a) sedimentaire structuren en microsequenties
- b) macrosequenties, de areale en verticale uitbreiding en de relatie tussen sedimenteenheden
- c) granulometrische karakteristieken, petrologische argumenten
- d) biogene verschijnselen : bioturbaties, fauna en flora

#### 2.3.5.1.2. Actieve sedimentatie in getijde-omstandigheden als vergelijkingsmateriaal.

##### 1. Het Land van Saeftinghe :

Het buitendijkse deel van het Land van Saeftinghe ligt langs de linkeroever van de Schelde, stroomafwaarts en ter hoogte van de bocht van Bath. Het bestaat hoofdzakelijk uit een schooregebied, doorsneden door zeer brede kreken, die intertidale zandwad karakteristieken hebben.

De actuele getijde-amplitude is in dit gebied vergelijkbaar met die welke we verwachten gedurende het grootste deel van het Holoceen in de Belgische kustvlakte ( Tabel I.8. ).

TABEL I.8. : Getijden te Bath en te Oostende (\*)

	BATH	OOSTENDE
gemiddelde getijde-amplitude	4.75m	3.91m
gemiddelde hoogwaterlijn	4.93m	4.26m
spring hoogwaterlijn	5.32m	4.65m
gemiddelde laagwaterlijn	0.18m	0.35m
gemiddelde doottijlaagwaterlijn	-0.04m	0.04m

Het Land van Saeftinghe is een gebied dat in een relatief korte tijd ( $\pm$  100j.) een grote uitbreiding van de schorre heeft gekend, ondanks de toenemende getijde-amplitude en de stijgende hoogwaterlijn en laagwaterlijn (SPONSELEE & BUISE, 1979 ). Ook de vorm van de getijdekromme veranderde in de loop der jaren ( CLAESSENS & BELMANS, 1984 ).

(\*) Gebaseerd op CLAESSENS & BELMANS, 1984 , en op getijtafels voor Oostende, Zeebrugge, Vlissingen, Prosperpolder en Antwerpen (1984).



De schorre-uitbreiding werd door de vestiging en uitbreiding van bepaalde planten ( Spartina anglica ) beïnvloed ( LEE-MANS & VERSPAANDONK, 1972 ).

De belangrijkste verschillen tussen dit gebied en de kustvlakte zijn de verschillende saliniteit, de verschillende expositie ten opzichte van stormvloeden en het feit dat het om een rivierwad gaat.

Het Land van Saeftinghe is vooral interessant wat betreft de morfologische kenmerken van verlandende intertidale gebieden. Dergelijke verlanding moet zich ook gemanifesteerd hebben bij het einde van de transgressiefasen in de kustvlakte. In de ondergrond van gedeelten van het Land van Saeftinghe is veen aanwezig, in dezelfde positie als het veen in de kustvlakte. Het betreft wellicht vrij analoge sequenties.

Het actueel buitendijks gebied behoorde vroeger tot een ingepolderd gebied. Het effect van verschillende relatieve transgressiefasen zou moeten blijken in de sequenties. In het Land van Saeftinghe komt het belang van de oeverwallen in de actuele morfologie tot uiting. Gezien bodemkundige, biologische en paleogeografische gegevens over het Land van Saeftinghe beschikbaar zijn, is het een uitstekend referentiegebied (LEEMANS & VERSPAANDONCK, 1972 ).

## 2. De getijde-afzettingen van Bergen op Zoom langs de Oosterschelde :

Dit gebied werd onder andere door M.J. KOOISTRA (1978) bestudeerd. De schorre-uitbreiding is er niet zo belangrijk. Het intertidaal gedeelte bestaat vooral uit zandplaten die zich ontwikkelden bij iets kleinere getijde-amplitudes dan die kenmerkend voor de Belgische kustvlakte. De schorre-uitbreiding werd er kunstmatig beïnvloed door de bouw van dammen ( aarden en houten ).

De verschijnselen in de Oosterschelde zijn vergelijkbaar met die langs de grote geulsystemen in onze kustvlakte, vóór algemene verlanding met schorre-uitbreiding.



### 3. Het Zwin : het buitendijks gedeelte :

Het bereikte opvullingspeil van de Zwinvlakte is reeds dermate hoog, dat slechts bij de hogere hoogwaterstanden water wordt binnengebracht. In feite is het Zwin een overgangsvorm tussen een lagune, een strandvlakte en een wad.

De getijde-amplitude in het gebied wordt door de beperkte diepte van het zeegat getemperd, bepaalde zones blijven continu onder water. Op plaatsen die slechts periodisch overstroomden heersen schorre-omstandigheden.

De duingordel, die het Zwingebied beschermd, heeft onder de dominante ZW- tot W-wind een tendens tot oostwaartse uitbreiding. Gezien de geul zich niet verder oostwaarts kan verleggen door bedijking langs de Nederlandse zijde, bestaat het permanente gevaar voor verzanding van het zeegat. Dit wordt bovendien mede geïnduceerd door het ontstaan van een belangrijke ebschaar in de Westerschelde ( BASTIN, 1974 ).

### 4. De buitendijkse gedeelten van de IJzer te Nieuwpoort:

Te Nieuwpoort worden door getijdewerking oude gecompacteerd kleilagen geërodeerd en in klif gesteld, terwijl de actuele wadontwikkeling zich doorzet.

#### 2.3.5.1.3. Identificatiecriteria en kenmerken van de submilieu's en de geassocieerde sequenties.

##### 1. Schorresequentie :

Op de schorre komen vrij fijne sedimenten voor : klei tot zeer zware klei. De planten die op de schorre voorkomen, fungeren als sedimentvangers. Kleigehaltes van meer dan 45% zijn niet uitgesloten.

In de landwaartse randzone kan bijmenging van het substraat optreden, waardoor het sediment een zandig karakter heeft, te vergelijken met de gebroken gronden van de Bodemkaart van België.

Het kalk- en humusgehalte varieert zeer sterk in schorre-sedimenten. Dit hangt vooral af van de postsedimentaire bodemvorming.



Kalkdeficiëntie kan al zijn ontstaan tijdens de actieve wadfase ( KOOISTRA, 1978 ; VAN DER SLUIJS, 1970 ).

Ingepolderde kwelders ( schorre ) hebben niet noodzakelijk een hoger humusgehalte dan de onderliggende slikke, ondanks de oorspronkelijke begroeiing .

De schorre sedimenten kunnen een inwendige horizontale gelaagdheid vertonen ofwel zijn ze homogeen verdeeld. In het eerste geval zijn de granulometrische verschillen tussen de lamellen niet altijd visueel differentieerbaar. Soms zijn de tussenliggende zandige laagjes slechts enkele korrels dik. Stormvloedsedimenten in de Holocene sequenties zijn zeer slecht bewaard. Meestal zijn de "Grodenschichten" door postsedimentaire verstoringen niet waarneembaar.

De schorre-sedimenten zijn niet altijd eenduidig van de hoogste slikke-sedimenten te onderscheiden. De kleislikke- en schorre-sedimenten worden bij de sedimentgenetische interpretatie dikwijls als hoogwadsedimenten samen beschouwd.

## 2. Kleislikke :

Meestal bestaat de kleislikke uit homogene klei, die onderaan een subhorizontale tabulaire gelaagdheid vertoont, bestaande uit granulometrisch verschillende lamellen van 0.3cm dikte.

De kleislikke wordt van het gemengd wad onderscheiden op basis van het relatief zandgehalte in de grovere laminae. Mollusken in levenspositie, doorworteling en andere bioturbaties komen zelden tot uiting.

## 3. Gemengd wad :

Het sediment bestaat uit alternerend zand- en kleilaagjes, die door bioturbaties relatief weinig verstoord zijn. De stratificatie is subhorizontaal tabulair tot pseudotabulair. De typische getijde-gelaagdheid ( tidal bedding - REINECK & SINGH, 1973 ) wordt er aangetroffen. Er is een overgang van onder naar boven van dominant zand tot kleidominantie.



In de bestudeerde Holocene sequenties heeft dit overgangsfacies slechts een zeer beperkte dikte (maximum 0.5m).

Bioturbaties worden veroorzaakt door rondkruipende oppervlakte organismen of endobionten, zoals Scrobicularia plana. Op de overgang van de kleislikken naar het gemengd wad hebben de zand- en kleilaminae onderling zeer wisselende dikte. Zandlagen tot 10cm dik kunnen voorkomen.

De getijdegelaagdheid is ook in randfacies, namelijk de oeverwallen en pointbars van de kreken en geulen vrij belangrijk. Daar heeft dit facies een aanzienlijke dikte en is het dikwijls afgezet in longitudinale kruisgelaagde structuren.

#### 4. Kreken, geulen en prielen :

Een kreek is een intertidaal afwateringssysteem, dat zich in een schorregebied manifesteert. Van zodra subtidale verschijnselen zich handhaven, spreken we van een getijdegeul. Het begrip getijdegeul is dus onafhankelijk van de schorre aanwezigheid.

Prielen zijn uiterst mobiele geultjes, die voorkomen op het zandwad. Het zijn dus hoofdzakelijk intertidale verschijnselen. Ze worden maximaal enkele meter breed, en sluiten stroomafwaarts aan bij de getijdegeulen, eventueel bij grote kreken of lopen uit op zandwadoppervlakken.

Wij maken voor de geul- en kreek sedimenten een onderscheid tussen :

1. subtidale getijdegeul-afzettingen
2. intertidale zandwad- en gemengd wadafzettingen  
( eventueel behorend tot zeer uitgebreide kreek systemen)
3. kreek sedimenten s.s., geassocieerd aan verlandingsfasen van kreken, die beperkte dimensies hebben en zich in een schorre manifesteren.
4. oeverwalsedimenten



### 2.3.5.2. Lagunaire afzettingen

Lagunaire sedimenten worden in het oostelijk deel van de kustvlakte gekenmerkt door zware kleien, die aanwijzingen bevatten over zowel zout- als zoetwater tolerantie. Bijvoorbeeld door het simultaan voorkomen van Scrobicularia plana in levenspositie en rietgroei ( Phragmites australis ). De getijdewerking is gebufferd doch voldoende om klastische aanvoer te verzekeren.

### 2.3.5.3. Strandsequenties

Fossiele kustbarrières worden op basis van de vergelijking tussen bestaande modellen en de onderzochte sedimentsequentie geïdentificeerd.

Een aantal sedimentatiezones worden onderscheiden :

1. De strandzone met het overgangsgebied tussen het achterliggende wadgebied en de open mariene omstandigheden. Dikwijls is deze zone door een duingordel bedekt.
2. De nearshore sedimentatiezone van subtidale oorsprong
3. De offshore sedimentatiezone. Vanaf een zekere diepte (10m) onder de laagwaterlijn, spreken we van offshore, onafhankelijk van de afstand tot de kust.

Bij de behandeling van deze materie houden we het model voor ogen zoals het voor de Nederlandse kust door L. VAN STRAATEN (1965) is voorgesteld. Andere auteurs diepten dit verder uit : (JELGERSMA et al., 1970 ; HAGEMAN, 1969 ; BEETS et al., 1981).

De identificatie van fossiele natuurlijke kustbarrières gebeurt enerzijds op basis van verticale sequenties, anderzijds op basis van de reële uitbreiding van bepaalde specifieke facies.

Enkele gestoken boorgegevens uit de near- en offshore zone voor de Belgische kust konden als vergelijkingsmateriaal worden gebruikt, samen met de resultaten van onderzoek i.v.m. de mollusken-samenstellingen van oppervlaktestenen uit de Noordzee.



## HOOFDSTUK II : GEOLOGISCHE GESTELDHEID VAN HET STUDIEGEBIED

### 1. HET TERTIAIR SUBSTRAAT

#### 1.1. INLEIDING

De Tertiaire eenheden, die in het studiegebied door het erosieoppervlak aan de basis van de Kwartaire sedimenten werden aangesneden, worden besproken. Wat de terminologie van de voorgestelde lithostratigrafische eenheden betreft, wordt zoals in andere studies met betrekking tot de kustvlakte ( DEPRET, 1981 ; DEVOS, 1984 ) gesteund op het gedetailleerd lithostratigrafisch schema voorgesteld door P. JACOBS (1975, 1978). Ook worden de symbolen van de legende van de Geologische Kaart van België toegevoegd, in zoverre deze toepasbaar zijn. De kaartbladen Brugge, Houtave en het westelijk deel van het kaartblad Moerkerke komen aan bod. Het studiegebied sluit in het westen aan bij het gekarteerde gebied van P. JACOBS (1975). De onderscheiden lagen worden op basis van hun lithologische karakteristieken beschreven, vooraleer deze in het eerder vermeld schema worden ingepast. Op het laagste hiërarchisch niveau van de lithostratigrafische indeling waren correlaties met detailstudies uit omgevende testgebieden mogelijk ( DEPRET, 1981 ; DEVOS, 1984 ).

De hoofdbedoeling van de studie van de Tertiaire eenheden is na te gaan in hoeverre de structuur de Kwartaire evolutie heeft beïnvloed. Volgende problemen stellen zich, namelijk in welke mate bestaan de Kwartaire sedimenten uit herwerkt Tertiair materiaal van lokale oorsprong en in welke fasen en onder welke omstandigheden kan er belangrijke erosie van het Tertiair substraat hebben opgetreden.

Daar de lithostratigrafische opbouw van het Tertiair substraat afwijkt van de klassieke inzichten, wordt de lokale detail-lithostratigrafie van de hoogst voorkomende Tertiaire eenheden in het testgebied nagegaan.



De Tertiaire eenheden werden bestudeerd met behulp van eigen boringen en archiefgegevens, met geo-electrische metingen en druksonderingen en met opname van enkele ontsluitingen. Vooral wat betreft de diepere boringen dienden we beroep te doen op gegevens verstrekt door de Belgische Geologische Dienst, waarbij kritisch de voorgetelde interpretatie werd geëvalueerd. Voor verschillende goed identificeerbare eenheden werd geprobeerd de strekking en de helling van de grensvlakken te bepalen.

## 1.2. LITHOLOGISCHE KLASSIFICATIE

De verspreiding en de aard van de sedimenten die het Tertiair substraat vormen, werden gekarteerd ( Kaart II.1 ).

We onderscheiden op basis van de louter lithologische verschillen en ongeacht de stratigrafische betekenis volgende zones :

- Z Zandsteenbanken, die niet noodzakelijk continu verlopen.
- ZK<sub>1</sub> Zandige klei tot kleiig zand, met zeer veel schelpfragmenten en schelpkleppen ( o.a. Turitella solanderi en Cardita planicosta ).
  - T = Turitella is dominant in de schelpaccumulaties
  - C = Cardita is dominant in de schelpaccumulaties
  - TC = even belangrijk Turitella- en Cardita-voorkomen
- FZ Glauconietrijk of glauconiethoudend fijn tot middelmatig fijn zand, ongeveer vrij van fijne fractie
- ZK<sub>2</sub> Zandige klei, schelploos of nagenoeg schelploos
- KZ<sub>3</sub> Kleiig fijn zand, groen, glauconiethoudend
- ZK<sub>4</sub> Zandige klei met verspreid schelpstukjes, ook silex (niet door vorst aangetast, zwart boonvormig ), onge-laagd, glauconiethoudend
- K Zware donkergroene klei, schieferachtig

De kartering werd bemoeilijkt door het relatief gering aantal gegevens. Meestal ontbreken de sequenties die diep in het Tertiair substraat doordringen.



Gedurende het Kwartair werden belangrijke pakketten Tertiair materiaal herwerkt ( massabewegingen, riviererosie ) waarbij niet noodzakelijk nieuw Kwartair sediment werd aangevoerd. Hierdoor is de grens Kwartair-Tertiair niet altijd even scherp. In boringen werd die grens vastgelegd waar de lithologie verandert en waar bijmenging met vreemd materiaal gebeurd is. De grens Tertiair-Kwartair komt niet noodzakelijk overeen met de overgang tussen onverstoorde Tertiaire sedimenten en de gedurende het Kwartair verplaatste Tertiaire afzettingen. Het is pas na grondige studie van de sequenties, rekening houdend met de helling, de strekking en de stratigrafische positie, dat de herwerking van bepaalde pakketten kon worden onderkend. Vooral schelpaccumulaties aan de basis van het Kwartair, die echter op wisselende dieptes voorkomen, bleken dikwijls verplaatst te zijn. Ook kan Tertiaire klei door solifluctie verplaatst worden. Dit fenomeen werd op de rug van Oostkamp en op de noordflank van de rug van Sint Andries waargenomen ( RAMMELAERE, 1982 ).

Kaart II.1 geeft een objectief beeld van de lithologie van het substraat. Op basis van lithologische kenmerken uit literatuur en boorprofielen, kan een lithostratigrafische interpretatie afgeleid worden. Hierbij dient aangestipt dat wij geen paleontologische detailstudies verrichten .

### 1.3 BESCHRIJVING VAN DE LITHOLOGISCH HOMOGENE EENHEDEN

#### Eenheid L-1

Grijze compacte klei

#### Eenheid Lo

Glaucioniethoudend zeer fijn zand met kleiige tussenlagen

#### Eenheid Ll

Schilferig, zeer compacte klei, donkergroen grijs, kalkloos tot licht kalkhoudend, nagenoeg geen schelpfragmenten bevattend.



De strekking N50°E en de helling 0.4% van de top zijn relatief constant. Te Houtave helt de top meer naar het noorden (N39°E met 0.5%).

Het voorkomen van L1 rechtstreeks bedekt door Kwartaire afzettingen is beperkt tot het westelijk deel van het kaartblad Houtave en dit langs de oostelijke zijde van een diepe Kwartaire insnijding. Wellicht greep die insnijding plaats in de laag Lo, die van zandige aard is en vormde de compacte kleilaag L1 een structurele hindernis ( para-cuesta ) ( Fig. II.1). Dit verschijnsel is ook waar te nemen meer naar het noorden toe, ter hoogte van De Haan (DEVOS, 1984).

L1 werd geo-electrisch geprospecteerd te Loppem en gesigneerd in diverse boringen van de Belgische Geologische Dienst.

#### Eenheid Za

Veldsteenbank, aangetroffen tussen Zuienkerke, Houthave en Nieuwmunster, aan de basis van het Kwartair. De stratigrafische positie van deze laag is zeer onduidelijk. Vermoedelijk komt ze voor in L2 of tussen L1 en L2.

Za heeft een kleinere helling, die meer noordwaarts gericht is dan die van laag L1. Het is niet uitgesloten dat Za de basis van de ravinerende laag L4 uitmaakt.

#### Eenheid L2

Zandige glauconiethoudende klei, grijsgroen tot bleekgroen (5G7/2)(\*)afwisselend met belangrijke zandige tussenlagen, zandige intercallaties en plaatselijke kalkconcreties.

Het zand is middelmatig fijn en kleiig, soms is de klei witgrijs. Het is een zeer heterogeen facies met afwisselend vertiezelingen in banken(o.a. Za) zandige kleilagen, kleiige zandlagen, soms met scherpe begrenzing.

Dit facies wordt ook rechtstreeks onder L4 aangetroffen.

In het noordelijk deel van het studiegebied ontbreekt L3 en L3', waardoor het zelfs nagenoeg onmogelijk wordt om L2 van L4 te onderscheiden. De dikte van die eenheid varieert zeer sterk. Typische boorsequenties van L2 worden in de boringen 124GD178, RUG124DB11 aangetroffen.

(\*) Er werd gebruik gemaakt van de Munsell Soil Color Charts



### Eenheid L3'

Kleiig, glauconiethoudend, zeer fijn zand, met fijne klei-lamellen en kalkloos. Schelpfragmenten zijn zeldzaam en onherkenbaar. Een stratotype komt in typeboring RUG124DB8 voor. Dit lithofacies komt voor ten noorden van het kanaal Brugge-Oostende.

### Eenheid L3

L3 is een fijn glauconiethoudend zand, dat glimmers bevat. Tussenlagen met discontinue zandsteenbanken, met zandige klei tot kleiig zand worden waargenomen.

We beschreven de typesequentie in de ontsluitingen Akademisch Ziekenhuis, Loppem, Sint Michiels en in boring RUG131DB9.

Een aantal subeenheden, die een stratigrafische betekenis hebben, worden onderscheiden.

L3a goed gesorteerd glauconiethoudend fijn tot middelmatig fijn zand. Het bevat glimmers, is grijsgroen (5G5/2), kalkloos en schelploos ( zie Loppem ). (\*)

L3b kleihoudend zeer fijn zand tot lemig zand met discontinue zandsteenbanken aan de basis. Mogelijks komen afwisselend meerdere niveau's voor met dit facies in L3a en L3c. ( zie Loppem ). (\*)

L3c fijn glauconietrijk zand met veenresten, veengruis en houtfragmenten (ligniet) ( zie Loppem ). (\*)

L3d glauconietrijk glimmerhoudend fijn zand, dondergroen (5G5/2)

L3e fijn glauconietrijk zand met dunne kleilamellen ( zie Pieter de Conincklaan ) (\*)

L3f zandsteenzone, enerzijds voorkomend in het L3d facies, in de omgeving van de overgang naar L4. Dikwijls heeft het de kenmerken van kwartsiet. In het zuidwestelijk deel van het kaartblad Brugge op 15 à 20m O.P. is deze bank niet meer door Tertiaire lagen bedekt en ligt op een laag middelmatig grof glauconietrijk zand.

Zeer lokale zandsteenzones werden op verschillende niveau's aangetroffen.

(\*) De ontsluitingen waarnaar verwezen wordt, zijn per testgebied met hun symbool in tabel I.3. ondergebracht. Uitvoerige beschrijvingen worden weergegeven in het tweede volume, hoofdstuk X, Testgebieden.



In L3 komen tussenlagen met grof zand voor of met dunne le-  
mige laminae. In het zuidelijk deel van het kaartblad Brugge  
wordt de eenheid meer dan 20m dik.

In het noorden van het studiegebied komt onder L3 het facies  
L3' voor, waardoor de dikte van L3 tot een tiental meter gere-  
duceerd wordt.

In Zeebrugge hellen analoge afzettingen 0.6%, volgens een rich-  
ting N40°E ( DEPRET, 1981 ).

L3 verdwijnt in het noorden van het kaartblad Houtave, waar het  
lateraal overgaat in het facies L3' of L2, of waar het geëro-  
deerd werd vóór de afzetting van L4.

#### Eenheid L4

Groene klei, waarin afgewisseld zandige klei en zand-  
facies voorkomen. L4 omvat een aantal subeenheden, waarvan de  
onderlinge stratigrafische positie niet steeds duidelijk is en  
waarbij bepaalde facies ook herhaald worden.

De basis van L4 kent een zeer onregelmatige topografie met ver-  
anderende helling (0.4 à 0.8%) en strekking, die evenwel domi-  
nant naar het N20°E gericht is.

We onderscheiden een aantal subfacies :

##### L4a of basisfacies 1.

L4a bestaat uit een groene kalkloze zandige klei met schelp-  
fragmentjes. Die zijn enigszins gerold en sterk verweerd.  
Ze komen voor in lensvormige concentraties, die ook gerolde  
en hoekige zandsteenfragmenten en zwarte boonvormige silex-  
keitjes ( Ø 3cm) bevatten, lokaal zelfs grote silexkeien  
( Ø 8cm). Soms liggen die silexen aangerijkt op het basis-  
contact.

De overgang tussen L4 en de onderliggende zandige laag is  
scherp erosief (zie ontsluiting Akademisch Ziekenhuis ).(\*)  
Het basisoppervlak van L4 helt steiler naar het noorden dan  
L3, waardoor L3 in noordelijke richting althans gedeeltelijk  
wordt geravineerd.

##### L4B of basisfacies 2

L4b bestaat uit groene (5G6/2) homogene zandige klei, zon-  
der insluitels, behalve zandsteenfragmenten van diverse  
grootte.

(\*) Testgebied Brugse Polderrand



Een typische sequentie wordt beschreven in de ontsluiting Pieter de Conincklaan (\*). Een overgang naar de onderliggende zanden is niet noodzakelijk erosief. Waar deze laag gedurende het Kwartair werd aangesneden, zijn solifluctieverschijnselen waarneembaar.

L4c Gecompecteerde klei tot zandige klei, met verspreid schelpgruis, plaatselijk schelploos.

Discontinue veldsteenbanken komen voor. Dunne lagen met witte glauconiethoudende compacte klei worden op diverse niveau's genoteerd.

L4 is aldus moeilijk te onderscheiden van L2, in zones waar beide op elkaar rusten. L4 komt hoger in de sequentie voor. Gezien de helling en de strekking van de lagen en de aard van de postsedimentaire erosie vormt deze eenheid ten oosten van L2 de Tertiaire eenheid.

L4d bestaat uit fijn glauconietrijk zand, dat meestal niet kalkhoudend is en dat geen schelpfragmenten bevat.

Het facies is vergelijkbaar met L3d.

L4e bestaat uit alternerend glauconiethoudende klei- en zandlaminae met witte, verweerde schelpfragmenten. L4e is kalkhoudend (zie RUG131DB24-26).

L4f Het is een zandsteenniveau dat tussen Koolkerke en Sint Kruis voorkomt.

### Eenheid L5

Kleiig zand tot zandige klei, glauconiet- en glimmerhoudend, gekarakteriseerd door verschillende niveau's met schelpaccumulaties. De schelpen zijn meestal wit verweerd, de zand- en kleimatrix is nagenoeg kalkloos. Waar L5 geërodeerd werd gedurende het Kwartair, is de grens Tertiair-Kwartair moeilijk te trekken. Op verschillende plaatsen komt aan de basis van het Kwartair een schelpenlaag voor, die volledig opgebouwd is uit fragmenten die oorspronkelijk tot L5 behoorden. Deze laag wordt ook soms aangetroffen waar L5 actueel niet meer in de diepere ondergrond aanwezig is.

(\*) Testgebied de rug van Sint Andries



Van onder naar boven onderscheiden we :

L5a Het is een schelprijke zandige klei, glauconiethoudend, donkergroen, met verspreide Cardita planicosta en Turritella solanderi. L5a kent een zeer sterk wisselende dikte.

L5b bestaat uit een schelpaccumulatie met dominant wit verweerde weinig gerolde Cardita planicosta schelpkleppen. Banken van meer dan 2m dikte werden aangeboord ( 131DB23 , 131HB7 ).

L5c Het is een schelprijke zone, waarin Cardita planicosta en Turritella solanderi zeer frequent voorkomen, naast andere molluskenkleppen ( o.a. Ostrea sp., Cardium sp., Astarte sp., Corbula sp. )

In Sint Kruis vormen L5d, L5c en L5b één aaneensluitend schelprijk sediment.

L5d Schelprijke zone tot schelpenbank met dominant wit verweerde Turritella solanderi, Gastropoden-schelpen of fragmenten ervan.

L5e Schelphoudende zandige klei tot kleiig zand, sterk analoog met L5a. Hierin worden nog diverse accumulaties aangetroffen met nu eens Turritella, dan weer Cardita dominantie.

Bovenaan treedt lokaal Corbula dominantie op.

Voorlopig is het onmogelijk L5e die een belangrijk deel van L5 inneemt bij gebrek aan gedetailleerde gegevens verder stratigrafisch onder te verdelen, zoals te Zeebrugge.

( DEPRET, 1982 ).

In de laag L5 worden volgende fossiele en grove elementen met wisselend belang geïdentificeerd : Cardita elegans , Cardita planicosta , Cardita sp. , Ostrea cymbula , Solarium nysti , Cardium porulosum , Ditrupa sp. , Turbinolia sulata , Nummulites laevigatus , Nummulites sp. , Turritella solanderi , Turritella sp. , Corbula sp. , haaietanden , boonvormige zwarte silex.

Kenmerkend voor deze schelpen en schelpkleppen is hun witte kleur en hoge verweringsgraad.



Een meer gedetailleerd inzicht werd bekomen dankzij de inbreng van E. STEURBOUT, die de schelpeninhoud van 131HB7 determineerde ( Tabel II.1. ).

De totale dikte van L5 kan tot 15m bereiken. Vermits het onderscheid met L4 enkel functie is van de hoeveelheid schelpfragmenten, hoeft de overgang L4-L5 niet noodzakelijk met een belangrijke verandering van de afzettingssomstandigheden of met een erosiefase of een hiaat overeen te komen.

#### Eenheid L6

Zandsteenbanken, complex van zandsteenniveau's aangetroffen in het noordelijk deel van het kaartblad Brugge op een niveau van -18m à 22m. Enkel in 131DB21 werd deze laag doorboord. Ze bestond uit een dun glauconiethoudend zandsteenpakket (2cm dik), rustend op zandige klei, met talrijke Cardita planicosta schelpkleppen, overgaand op meer Turitella houdende zandige klei (L5e).

L6 werd niet aangetroffen in het zuidoosten te Oedelem.

#### Eenheid L7

L7 bestaat uit een glauconiethoudend middelmatig fijn wit zand, dat aan de basis veel wit verweerde schelpfragmenten telt.

#### Eenheid L8

Is een glauconietrijk fijn zand, kalk- en schelploos.

#### Eenheid L9

Deze eenheid bestaat uit een glauconietrijke zandige klei, tot klei, die zeer compact is.

L7, L8, L9 worden aangeboord ter hoogte van de rug van Oedelem. L7 rust op schelprijke kleiige zanden, waarin Turitella solanderi opvallend aanwezig is en waarin Cardita planicosta ontbreekt (zie L5e).

Plaatselijk rusten de zanden L8 op een glauconiethoudende kleilaag met grijswitte kleur en verspreide schelpfragmenten.

In figuur II.2 is een synthetische verticale kolom van de onderzochte Tertiaire eenheden terug te vinden.



### Zandsteenbanken en zandsteencomplexen

Zandsteenbanken liggen discontinu verspreid en worden over oppervlaktes groter dan  $1\text{km}^2$  niet waargenomen. Hun voorkomen blijkt gebonden aan bepaalde zones in de stratigrafische kolom. Binnen die zones komen dan discontinue banken voor op verschillende niveau's, zodat we van zandsteencomplexen spreken. De tussenliggende sedimenten kunnen evenwel sterk verschillen, ook binnen de zones.

In het studiegebied werden vooral zandsteenbanken aangetroffen op de overgang tussen klei- en zandlagen, meestal in de topzone van een zandlaag.

Er wordt opgemerkt dat het zandsteenbankencomplex Zx dezelfde strekking en helling vertoont als het bovenliggende kleicomplex, maar een andere strekking en helling dan de lagen waarin ze tot stand kwamen.

Verschillende zandsteentypes worden geïdentificeerd :

- zeer compacte kwartsietachtige zandsteen, donkergroen tot grijs, waarbij de oorspronkelijke korrels nauwelijks zichtbaar zijn.
- kalkzandsteen (fossielhoudend) die enkel onder herwerkte vorm teruggevonden worden als basisgrint van het Kwartair.
- fistuleuze witgrijze zandsteen, voorkomend als brokken en zelfs in pilaarstructuren (zie ontsluiting Sint Andries - Expressweg ).
- zandsteenpakketten of opeenstapeling van dunne kleihoudende zandsteen, die volgens laagvlakken breken (Z3).
- glauconiethoudende zandsteen uit fijn tot middelmatig fijn zand opgebouwd met diverse verkittingsgraad, gaande van los gecompacteerd zand tot consistente zandsteen.

In sommige Tertiaire kleilagen werden enigszins gerolde losse zandsteenfragmenten gevonden, naast hoekige exemplaren, onafhankelijk van iedere bankstructuur.

De genetische interpretatie van dergelijke lagen wordt bemoeilijkt door het feit dat het gelijktijdig optreden van energieomstandigheden die kleisedimentatie toelaten en dergelijke zandsteenfragmenten aanvoeren, contradictorisch is.



De zandstenen in de kleilagen op de overgang Tertiair-Kwartair kunnen daar door massabewegingen terecht gekomen zijn. In de basiszone van het Lid van Beernem troffen we evenwel verspreide zandsteenbrokken in klei aan, in de Tertiaire sequentie zelf. (JACOBS, 1975).

#### 1.4. ONRECHTSTREEKSE WAARNEMINGEN - VERGELIJKING MET BESTAANDE DOCUMENTEN

##### 1.4.1. GEO-ELECTRISCHE METINGEN

Tertiaire eenheden werden opgespoord met geo-electrische metingen.

Buiten het verziltingsgebied was het mogelijk voor de kartering van gidslagen enkele steekproeven te nemen met geo-electrische metingen. In Loppem kon aldus een kleilaag (L1) geïdentificeerd worden onder een zandige afzetting gelegen, die tot de eenheid L3 behoort. Deze bevinding steunt op correlaties met boorgegevens uit de onmiddellijke omgeving. In het westen van het kaartblad Brugge komt de overgang Tertiair-Kwartair door geo-electrische sonderingen niet tot uiting.

Te Assebroek probeerden we de schelprijke zones van de eenheid L5 aan de hand van geo-electrische metingen te karakteriseren. De scherpe lithologische grens Kwartair-Tertiair op 3m diepte wordt nauwelijks gereflecteerd in de curves ( Fig. II.3. ).

In de kustvlakte zelf is door verzilting de lithostratigrafische interpretatie nagenoeg uitgesloten. Overigens werd dergelijke prospectie reeds uitgevoerd en zijn de resultaten gepubliceerd ( DE MOOR & DE BREUCK, 1964 ).

##### 1.4.2. DRUKSONDERINGSPROFIELEN

De resultaten van het onderzoek van druksonderingsprofielen werden rechtstreeks verwerkt in de kaart voor de reconstructie van de isohypsen van de basis van het Kwartair en in de kaart met de lithologische gesteldheid van het Tertiair substraat. Voorbeelden en toepassingen worden geïllustreerd bij het testgebied Zuidbrugse dallandschap.



## 1.5. GRANULOMETRISCHE KARAKTERISTIEKEN

We beschikken over een 67-tal granulometrische analyses van verschillende Tertiaire eenheden. Op tabel II.2 worden de belangrijkste parameters per eenheid (\*) weergegeven. De figuur II.4 geeft de cumulatieve verdeling weer van de typecurves.

De meeste eenheden werden veel uitvoeriger behandeld in gespecialiseerde werken in verband met de Tertiaire afzettingen ( JACOBS, 1975,1978 ; GEETS, 1970 ). De granulometrische eenheden kunnen echter aanvullende informatie verstrekken over laterale veranderingen en subeenheden.

## 1.6. LITHOSTRATIGRAFISCHE INTERPRETATIE

De verschillende lithologisch homogene eenheden hierboven beschreven, behoren tot het Eoceen.

Uit detailstudies blijkt dat de correlatie van deze eenheden met de bestaande lithostratigrafische modellen, niet zo voor de hand liggen ( RAMMELAERE, 1981 ). Veranderende strekking en helling, laterale en vertikale facieswisseling, ravinaties en zich herhalende sequenties zijn courant.

De interpretatie van de lithostratigrafie van de Tertiaire eenheden gebeurde na een vergelijkende studie van de verschillende facies in ontsluitingen en boringen, buiten het testgebied, soms zelfs in de typelokaliteit.

De terminologie werd overgenomen uit de lithostratigrafische indeling van het NW-Europese Bekken ( Subgroep Lithostratigrafie en kaarten, 1980 ) ( Tabel II.3. ).

### 1.6.1. DE FORMATIE VAN IEPER

#### 1.6.1.1. Het Lid van Egem

In het uiterste westen van het kaartblad Houtave wordt het Lid van Egem aangetroffen (Lo).

(\*) De keuze en de betekenis van de parameters wordt in het hoofdstuk VIII, Granulometrie, toegelicht.



Gezien de grote insnijdingsdiepte van het Kwartair, bestaat het Tertiair substraat in het noordwestelijk deel van dit kaartblad uit het Lid van Vlaanderen (Yc). Dit is een grijze compacte klei.

Het Lid van Egem komt op het kaartblad Brugge niet voor boven het peil -30m.

#### 1.6.1.2. Het lid van Merelbeke

Langs de oostelijke steile helling van de insnijding van Jabbeke, komt een blauwe tot grijze zware klei voor, die zeer sterk gecompacteerd is en een schilferig karakter vertoont (L1). Het Lid van Merelbeke is gemakkelijk te herkennen, wanneer het door een zandig facies bedekt is, zoals bijvoorbeeld het geval is ten zuiden van het kanaal Oostende-Brugge.

De dikte varieert van 6m in het westen van het kaartblad Houtave, tot 10m ter hoogte van Brugge en zelfs tot 14m te Zeebrugge (DEPRET, 1981).

#### 1.6.2. DE FORMATIE VAN DE MONT PANISEL

##### 1.6.2.1. Het Lid van Pittem

Het bestaat afwisselend uit kleilagen, zandige klei en kleiig fijn zand. De ondergrens wordt niet geaccentueerd door accumulaties van grof materiaal.

Het Lid van Pittem valt te correleren met de eenheid L2.

Het Lid van Pittem vervaagt ten zuiden van het kanaal Oostende-Brugge of neemt een meer zandig facies aan, waardoor het tot het Lid van Vlierzele kan worden gerekend.

##### 1.6.2.2. Het Lid van Vlierzele

Het Lid van Vlierzele wordt ten noorden van het kanaal Brugge-Oostende slechts in een zeer dunne zone teruggevonden, als een sterk kleihoudend facies (L3').

Dit voorkomen, geassocieerd met het feit dat het Lid van Pittem naar het noorden belangrijker wordt, wijst op een ravinatie van het Lid van Vlierzele in het Lid van Pittem.



De topzone van het Lid van Vlierzele is aangetast door differentiële erosie. De strekking van het erosieoppervlak aan de top heeft een meer noordelijke richting dan die aan de basis. In het zuidelijk deel van het testgebied is de overgang aan de top evenwel niet overal erosief.

### 1.6.3. DE FORMATIE VAN DEN HOORN

#### 1.6.3.1. Het Lid van Beernem

L4a, L4b en L4c beantwoorden aan de karakteristieken van het Lid van Beernem, zoals die door P. JACOBS (1975) werd gedefiniëerd.

De dikte van dit kleicomplex is belangrijker te Brugge dan in de typelokaliteit en kan tot 15m bedragen.

Typisch is het voorkomen van verspreide zandsteenfragmenten.

De overgang van het Lid van Vlierzele naar het Lid van Beernem bestaat enerzijds uit een erosief contact, anderzijds uit een geleidelijke overgang.

De compacte klei bevat lokaal ook schelpfragmenten en silex. Belangrijke zandige intercallaties komen voor.

#### 1.6.3.2. Het Lid van Oedelem

De eenheden L5 en L6 worden tot het Lid van Oedelem gerekend. De facies worden kleiiger naar het zuiden van het testgebied. De dikte vermindert in die richting.

De schelploze zone aan de basis van het Lid van Oedelem bereikt in het noordwestelijk deel van het kaartblad Brugge uitzonderlijke diktes ( tot 15m ).

Te Zeebrugge kan het Lid van Oedelem verder onderverdeeld worden : T2 tot en met T8 ( DEPRET,1981).

In de omgeving van Brugge noteren we een complexe superpositie van schelpaccumulaties, zodat de voorgestelde indeling voor Zeebrugge eerder een lokale betekenis heeft.



#### 1.6.3.3. Het Lid van Aalter

De hoogteligging van de Tertiaire sedimenten te Sint Kruis wijst op een mogelijke aanwezigheid van het Lid van Aalter.

Schelprijke kleiige zanden met Turitella solanderi en Cardita planicosta werden oorspronkelijk in geulen afgezet en door Kwartaire erosie in reliëf geplaatst.

In elk geval is het onderscheid met het Lid van Oedelem zeer onduidelijk.

#### 1.6.4. DE FORMATIE VAN KALLO

##### 1.6.4.1. Het Lid van Wemmel

Langs de westflank van de rug van Oedelem wordt het kalk- en kleihoudend zeer fijn zand van de eenheid L8 tot het lid van Wemmel gerekend. De stratigrafische context van L7 is onduidelijk.

##### 1.6.4.2. Het Lid van Asse

Hoger op de rug van Oedelem komt de kalk- en glauconiethoudende klei van het Lid van Asse voor (L9).

Op tabel II.4. wordt de correlatie voorgesteld tussen de door verschillende auteurs geïdentificeerde eenheden ( DEVOS, 1984 ; DEPRET, 1981 ; JACOBS, 1978 ) en de eigen bevindingen van het studiegebied Houtave-Brugge.



### 1.7. STRUCTURELE INVLOED VAN HET TERTIAIR SUBSTRAAT OP DE GEOMORFOLOGISCHE EVOLUTIE

In het zuidelijk deel van de kaartbladen Houtave en Brugge komt het Tertiair substraat het hoogst voor ( Kaart II.3 ). Tussen Jabbeke en Sint Andries bevinden zich de zanden behorend tot het Lid van Vlierzele tot op 20m O.P. De erosiegevoeligheid van die laag is beperkt door de aanwezigheid van een zone met zandsteenbanken aan de top. Gedurende de glaciaten fungeerde de zandlagen als weinig erosiegevoelige ijszandsteen. ( DE MOOR, 1963 ).

De Tertiaire zandlaag L3 wordt lokaal ook nog beschermd door een bovenliggende kleilaag. Dit is een erosierestant van de vroegere bedekking door L4.

De uit Tertiair zand opgebouwde rug, die we de rug van Sint-Andries noemen ( Kaart VII.1. ) is ter hoogte van Assebroek onderbroken door het Waardamme valleiensysteem, dat zich ontwikkelde in de contactzone tussen de zanden L3 en de resistente kleien L4 en L5 van de formatie van de Hoorn en van Kallo.

De rug van Oedelem ( Kaart VII.1. ) is opgebouwd uit erosieresistente kleien, zoals het Lid van Asse en het Lid van Ursel. Deze rug werd door fluviatiele erosie in reliëf gesteld. Ten westen van Oedelem verdwijnt ze.

De opbouwende eenheden komen ingevolge diepe erosie slechts voor als bovenste Tertiaire eenheid in meer noordelijk gelegen gebieden zoals te Zeebrugge ( onder een Kwartair dek van 20m ).

De rug van Sint-Andries, een zandrug in het Lid van Vlierzele, werd beschermd voor mariene erosie gedurende het Eemiaan door een "kraag" van kleiige eenheden. Deze liggen stratigrafisch in zeer verschillende posities ten opzichte van de zanden van de L3 eenheid. De erosieresistente kleien behoren namelijk zowel tot het Lid van Merelbeke (L1), het Lid van Pittem (L2), als tot het Lid van Oedelem (L4). Mariene erosie heeft de zanden te Brugge nooit kunnen bereiken, ondermeer omdat in noordelijke richting het belang van het erosiegevoelig Lid van Vlierzele drastisch verminderde.



Deze zanden vertonen een dikte-toename ter hoogte van Varsenare-Sint Andries-Sint Michiels, waarbij het niet duidelijk is of het Lid van Pittem werd geravineerd of lateraal vertand met een zandig facies.

De eerder vermelde bedolven cuesta is in kleien van het Lid van Merelbeke gemodelleerd, de bedolven valleitopografie in het zandig facies van het Lid van Egem.

Als belangrijkste conclusie van het onderzoek van de Tertiaire eenheden kan gesteld worden dat de complexiteit onderschat werd in de litteratuur, zowel op stratigrafisch gebied als op sedimentgenetisch. Recente studies nemen aan dat de beschouwde Tertiaire eenheden in kustnabije omstandigheden werden afgezet ( GEETS, 1970, 1978 ; DE MOOR & GEETS, 1974 ). Een vergelijkend onderzoek van Tertiaire sequenties met sediment, die onder analoge omstandigheden in het Kwartair zouden afgezet zijn, dringt zich op.

In deze verhandeling worden in dit verband de kustnabije Kwartaire sequenties in detail bestudeerd. De verschillende parameters ( paleontologische, petrologische, granulometrische sedimentaire structuren enz. ) dienen dan ook samen te worden beschouwd.

Op basis van het fundamentele geologische principe van analogie moet de complexiteit, zoals die zich in de Kwartaire sequenties manifesteert, eveneens in de Tertiaire afzettingen waar te nemen zijn.



## 2. DE KWARTAIRE SEDIMENTEN OUDER DAN DE MARIENE EEMIAANLAGEN

### 2.1. ALGEMENE INLEIDING

Met de sedimenten ouder dan de mariene Eemiaanlagen, bedoelen we alle Kwartaire continentale sedimenten die ontstaan zijn vooraleer de hoge zeespiegelstanden gedurende het Eemiaan zich manifesteerden.

Hiertoe behoren terrasresten, fluvio-periglaciaire en fluviaatiele sedimenten o.a. puinwaaiers van Pre-Eemiaan ouderdom. Pre-Eemiaan mariene afzettingen ontbreken in de onderzochte sequenties.

Tot deze continentale series kunnen ook interglaciale Eemiaan sedimenten behoren. Gezien het fragmentarisch verschijnen van die afzettingen, het ontbreken van organische gidsniveau's, de complexiteit van de afzettingen en het gering aantal beschikbare gegevens, werd afgezien van een gedetailleerd biostratigrafisch en chronostratigrafisch onderzoek. De interpretaties steunen op correlaties met eenheden, beschreven in aanliggende gebieden (HEYSE, 1975 ; DE MOOR & HEYSE, 1974 ; PAEPE, VANHOORNE & DERAYMAEKER, 1972 ).

In tegenstelling met de Vlaamse Vallei en de westelijke randzone van deze vallei tot Maldegem, troffen we geen dikke Pre-Eemiaan pakketten aan in het oostelijk deel van de kustvlakte. Waar de mariene Eemiaan afzettingen ontbreken, is de sequentie moeilijk van de continentale Weichseliaan sequentie te onderscheiden.

### 2.2. VERSPREIDING VAN DE PRE-EEMIAAN AFZETTINGEN

Kenmerkend is het fragmentarisch voorkomen en de beperkte dikte van de eenheden. Pre-Eemiaan afzettingen bleven vooral bewaard in de ondergrond van het zuidelijk deel van de actuele kustvlakte en in het paleo-Waardammesysteem. De aanwezigheid van deze afzettingen bewijst dat de inmiddels opgevulde thalweg reeds bestond vóór de Eemiaan mariene ingressie.



Pre-Eemiaan sedimenten worden aangetroffen enerzijds in de diepere delen van de vallei-opvulling, anderzijds op de interfluvia en langs dalwandterrassen. Op basis van de hoogteligging wordt naar analogie met de kennis van de terrassen in de Vlaamse Vallei een vergelijking gemaakt met een hypothese over de terrassenouderdom.

In het noordelijk deel van het studiegebied werden de Pre-Eemiaan afzettingen geërodeerd gedurende de mariene transgressie van het Eemiaan-interglaciaal. Op kaart II.4. wordt aangeduid waar deze Pre-Eemiaan sedimenten zich situeren.

### 2.3. ALGEMENE KENMERKEN VAN DE CONTINENTALE SEQUENTIES ONDER DE MARIENE EEMIAAN AFZETTINGEN

In de continentale Eemiaan- en Pre-Eemiaan afzettingen komen geen Kwartaire mariene schelpkleppen voor. De sedimenten bevatten in grote mate herwerkte Tertiaire elementen zoals glauconiet, zandsteen, schelpkleppen en -fragmenten. Daarnaast zijn Kwartaire fragmenten aanwezig, zoals herwerkt terrasgrint met o.a. silex. De zware mineralensamenstelling weerspiegelt sterk de invloed van het Tertiair substraat.

### 2.4. BESCHRIJVING VAN DE EENHEDEN

#### 2.4.1. DE BASISGRINTEN OP DE VERVLAKKINGSNIVEAU'S

In principe zijn basisgrinten lithologisch relatief homogene eenheden in eenzelfde lithostratigrafische positie, namelijk aan de basis van het Kwartair. Ze zijn echter diachroon ten opzichte van de Kwartaire lithostratigrafische eenheden. We voerden de parameter hoogteligging in om bij benadering de synchrone eenheden te kunnen vastleggen. Meestal kwamen op de gekozen niveau's de belangrijkste grove fluviatiele afzettingen voor. Dit betekent niet dat het basisgrint ontbreekt tussen de onderscheiden niveau's.



#### 2.4.1.1. Het grint op de rug van Oedelem : eenheid G1

##### Beschrijving

Op de hoogste delen van de rug van Oedelem werden in de observatiepunten weinig Tertiaire schelpen en zandsteenfragmenten aangetroffen. Het hoofdbestanddeel van de eenheid bestaat uit slecht gesorteerde silexfragmenten ( gebroken, gerold, sommige gecacholoniseerd, boonvormig, ovaloïd, zwart, bruin en rood ) en uit kwartsfragmenten.

##### Verspreiding

Op het niveau 25 à 30m werden aan de basis van de dunne Kwartaire sequentie grintniveau's aangetroffen (DE MOOR, 1963; TAVERNIER & DE MOOR, 1974 ; HEYSE, 1975 ). Deze hoogte wordt slechts bereikt ter hoogte van de meest oostelijke delen van de rug van Oedelem.

##### Genese

Het grint werd aangevoerd door fluviatiele werking. De grintvloer zelf is een residueel beddingsediment die door laterale fluviatiele werking in terras werd geplaatst. Het terras komt actueel voor in een interfluviumpositie.

##### Stratigrafische interpretatie

Deze eenheid is analoog met de afzetting van Kampel (HEYSE, 1975). Op basis van louter morfografische argumenten namelijk de hoogteligging, wordt dit grint gecorreleerd met het terrasniveau van Merelbeke op +30m, ontstaan vóór de ontwikkeling van het thalwegstelsel dat de actuele morfologie beheerst ( TAVERNIER & DE MOOR, 1974 ). Dit terrasniveau wordt tot het Mindel glaciaal gerekend. Volgens R. PAEPE et al. behoort dit niveau tot het Menapiaan - Cromeriaan complex (!) (1981).



#### 2.4.1.2. Het grint op de rug van Sint Andries : eenheid G2

##### Beschrijving

Deze eenheid bestaat enerzijds uit een restgrint, anderzijds uit een grove zandlaag met verspreide grintfragmenten. In tegenstelling met de eenheid G1 komen wel veel zandsteenfragmenten voor, hetgeen de invloed van het lokale substraat weerspiegelt. Het basisgrint rust dikwijls op discontinue zandsteenbanken van de top van het Lid van Vlierzele. Overigens is het grint, wat betreft silex-, kwarts- en schelp-samenstelling, te vergelijken met de eenheid G2.

##### Verspreiding

In het uiterste zuidwestelijk deel van het kaartblad Brugge, tussen +19 en 20m, aansluitend op het zuidoostelijk deel van het kaartblad Houtave komt het grintniveau voor. Ter hoogte van het domein Zevenkerke ( kaartblad Zedelgem ), werd dit niveau in ontsluiting waargenomen vanaf 0.5m onder het maaiveld. Ook in de ontsluiting Sint Andries ( MOSTAERT, 1980 ) is er grintaanrijking. Het meest westelijk deel van de rug van Oedelem bereikt een hoogte van 20m en bevat ook een Kwartair basisgrint. Het grintniveau op de rug van Oostkamp ( RAMMELAERE, 1981 ) en op de rug van Hertsberge kan evenzeer tot de eenheid G2 gerekend worden.

##### Genese

De sedimentgenese is analoog als voor G1. Ook hier komt het terras voor in een interfluviumpositie.

##### Aanvulling : G2'

In het zuiden van het studiegebied ( kaartblad Loppem ) werd een vervlakkingsniveau op +15 tot 18m O.P. genoteerd, langs de Hertsberge- en Rivierbeek. Het Kwartair dek is er minder dan 1m dik, een basisgrint komt voor. De dalwandvervlakking stemt overeen met een dalwandterras.



### Stratigrafische interpretatie

Hierbij steunden we vooral op morfografische argumenten.

Het terrasniveau G2 ligt hoger dan het terrasniveau van Melle ( Holstein-interglaciaal ). Beide niveau's zijn eventueel toch correleerbaar, daar we enerzijds dienen rekening te houden met de verhanglijn en anderzijds met het feit dat deze niveau's in twee verschillende fluviatiele systemen tot stand kwamen.

In de veronderstelling dat de fluviatiele insnijding het peil +15m bereikte, moet de rug van Oedelem, de rug van Hertserberge en het Centraal Westvlaamse Heuvelland in reliëf gesteld zijn.

De stratigrafische relatie tussen de kritische niveau's G2 en G2' is in die mate duidelijk dat het hoogste niveau het oudste is.

#### 2.4.1.3. Basisgrint op vervlakkingsniveau's beneden het peil +15m

Uiterst fragmentarisch komen naast een residueel restgrint ook sporen van colmatie tot uiting. Meestal zijn het grinthoudende zanden die tot 1m dikte bereiken.

Dergelijke niveau's situeren zich op het peil +8m en op +4m.

Morfografische studies in het Zuidbrugse dallandschap bevestigen de aanwezigheid van vervlakkingsniveau's, waarvan de betekenis nog niet duidelijk is. Zo sluit het niveau op +8m O.P. te Oedelem zuidwaarts aan bij een vervlakkingsniveau tussen +8 en +10m, dat tot Beernem-Sint Joris vervolgbaar is. Vermoedelijk stemt dit laatste niveau overeen met het Weichseliaan fluvio-periglaciair opvullingsvlak van de Waardammevallei.



## 2.4.2. DE RELICTEN VAN ACCUMULATIEVE FASEN

### 2.4.2.1. De eenheid P/Z1

#### Beschrijving

P/Z1 bestaat uit fijn glauconiethoudend groengrijs zand met verspreide en weinig frequente silexaanwezigheid. De dikte is beperkt tot maximaal 1m. Meestal rust de eenheid rechtstreeks op het Tertiair, zonder expliciete scheiding door een basisgrint. Het glauconietgehalte is lager dan in het Tertiair sediment, waaruit het is herwerkt.

Deze afzetting wordt gekarakteriseerd door secundaire sedimentaire structuren, die wijzen op koude omstandigheden ( zie ontsluiting Oude Gentweg ) (\*)

#### Verspreiding

Deze eenheid is discontinu en heeft een relatief lokaal karakter. De afzetting komt hoger dan het peil Om niet voor en wordt bedekt door mariene Eemiaan afzettingen.

#### Genese

P/Z1 kwam tot stand onder fluvio-periglaciaire omstandigheden, waarbij de opvullingshoogte tot Om O.P. bereikte.

#### Lithostratigrafische situering

De onderste Kwartaire lagen onder de mariene klei uit de ontsluiting Kathelijnepoort ( Brugge ) behoren, rekening houdend met hun hoogteligging, stratigrafische positie en lithologische kenmerken, tot de eenheid P/Z1, ondanks het feit dat ze als Eemiaan strandafzettingen werden geïnterpreteerd ( VANDENBERGHE et al., 1974 ). Uit de areale verdeling van de Eemiaan sedimenten is een strand op die plaats langs de paleo-Waardammevallei uitgesloten.

Ook de afzettingen in analoge relatieve stratigrafische positie te Sint Pieters ( PAEPE et al., 1972 ) worden tot de eenheid P/Z1 gerekend.

(\*) Testgebied Zuidbrugse Dallandschap



Met zekerheid kunnen we stellen dat de eenheid P/Z1 van Saale ouderdom is . De gecryoturbeerde continentale afzettingen zijn immers bedekt door mariene interglaciale sedimenten, die op hun beurt bedekt zijn door continentale gecryoturbeerde en gedateerde Weichseliaan afzettingen.

De stratigrafische positie van P/Z1 laat geen definitieve correlatie met de afzetting van Adegem toe. Daarom voerden we een lokale lithostratigrafische eenheid in, namelijk de afzetting van Sint Pieters.

#### 2.4.2.2. De eenheid P/ZG2

##### Beschrijving

De afzetting P/ZG2 bestaat hoofdzakelijk uit herwerkte Tertiaire sedimenten. Alle grove elementen die ook in het Lid van Oedelem voorkomen, worden hier eveneens aangetroffen, naast diverse zandsteensoorten. Het grintgehalte bedraagt 20%. Door het frequent voorkomen van diverse silexsoorten is deze eenheid van Kwartaire oorsprong. Mariene Kwartaire schelpen ontbreken. Overigens bestaat het sediment uit een heterogeen zand met laterale wijzigingen van fijn tot middelmatig fijn zand. Het bevat vrij weinig fijne fractie. Plaatselijk bestaat de matrix uitsluitend uit lokaal herwerkt Tertiair met afwisselend silex-grint accumulaties. Soms is het onderscheid met de Tertiaire lagen in situ zeer moeilijk.

##### Verpreiding

De eenheid P/ZG2 komt voor tussen het peil -8 en -12m. Op het kaartblad Brugge zijn geen Pre-Eemian insnijdingen waarneembaar onder het peil -13m. Wel kunnen de sedimenten van P/ZG2 later herwerkt zijn en daardoor dieper voorkomen. Deze eenheid is aanwezig in het oostelijk deel van het kaartblad Brugge ( Kaart II.4. ). Ter hoogte van Damme vertoont P/ZG2 een waaiervormige uitbreiding en is de afzetting door postsedimentaire mariene erosie herwerkt.



De oorspronkelijke uitbreiding van P/ZG2 in het zuidelijk deel van het kaartblad Brugge is af te leiden uit het paleotopografisch oppervlak van de basis van het Kwartair. Hier vult de eenheid de diepste Kwartaire insnijding op ( Kaart II.3. ).

In het smalle doorbraakdal, doorheen de Tertiaire opduiking ten noordoosten van Brugge, vertoont P/ZG2 een minder grof facies.

### Genese

Deze afzetting omvat fluviatiele sedimenten die de allure van een puinwaaier aannemen ter hoogte van Damme. Hoewel de aanwezigheid van silex duidt op een zekere sedimentverplaatsing, is het materiaal van zeer lokale oorsprong. Het is namelijk herwerkt uit de Tertiaire schelprijke lagen van het Lid van Oedelem en het Lid van Aalter, die zich in de ondergrond bevinden.

Voor een deel bestaat de eenheid uit residueel sediment, althans aan de basis. Na een erosieve fase, waarbij zich een insnijding tot maximaal -13m vormde, heeft er zich een accumulatieve fase voorgedaan, waarbij heel wat materiaal uit de onmiddellijke omgeving vertransporteerd werd. Door de snelheidsvermindering bij de verbreding van de thalweg meer estroomafwaarts sedimenteerde heel wat materiaal.

Belangrijk is dat het opvullingsniveau in het zuidelijk deel van het kaartblad Brugge het peil -8m bereikte en meer naar het noorden -10m en dit vooraleer de mariene Eemiaan invloed zich liet gelden.

De eenheid P/ZG2 wordt onmiddellijk bedekt door mariene sedimenten. Dit betekent dat een erosiefase na de afzetting van dit grove pakket, alle hoger voorkomende fluviatiele sporen opruimde. Meer waarschijnlijk zal na het ontstaan van die fluviatiele eenheid geen verdere sedimentatie meer zijn opgetreden, vóór het ontstaan van de wadomstandigheden.

### Stratigrafische interpretatie

De eenheid P/ZG2 is moeilijk in de gekende successie van de Vlaamse vallei te plaatsen ( DE MOOR & HEYSE, 1974 ).



Bij de bespreking van de lithostratigrafische eenheden hebben we abstractie gemaakt van de verplaatste Tertiaire sedimenten, zoals door massabeweging. Die moeten zich bij de vorming van de valleien onder verschillende omstandigheden hebben voorgedaan ( RAMMELAERE, 1981 ).

Belangrijk is het onderzoek van de sedimenten in kleinere beekvalleien. De geologische gesteldheid van het dal van de Bergbeek bijvoorbeeld is totaal afwijkend van dat van omgevende thalwegen. De Bergbeek loopt ten noorden van Oedelem.

De studie van de oudere Kwartaire afzettingen, zoals het Holsteiniaan en het vroeg Saale glaciaal, moet veeleer in op de dalwanden en de hoger gesitueerde beekdalen gezocht worden, dan in de diepere thalwegen.

Op de vraag of een diepe insnijdingsfase in het valleienstelsel tussen Brugge en Oedelem reeds gedurende of voor het Holsteiniaan plaatsgreep, kunnen we slechts onrechtstreeks antwoorden.

Pollenanalyses van sequenties uit de Vlaamse Vallei ( DE GROOTE, 1977 ; PAEPE et al., 1982 ) geven aan dat Azolla filiculoides tot -5m O.P. voorkomt ter hoogte van Eeklo in de thalweg van de Vlaamse Vallei. Indien we aannemen dat deze sedimenten tot het Holsteiniaan behoren, op basis van hun pollensamenstelling, moet voornoemde plaats een relatief diepe insnijding gekend hebben. Dit is niet contradictorisch met de stelling dat de insnijdingsdiepte in de omgeving van Gent niet dieper dan +10m reikt ( Melle ) ( DE MOOR & TAVERNIER, 1974 ).

Onafhankelijk hiervan blijft het de vraag of Azolla filiculoides een exclusieve Holstein indicator is voor België en of de onderzochte boorstalen niet in herwerkt veen werden genomen.

Uit de stratigrafische indicatoren, uit de relatie zeespiegelstand en thalweginsnijding, uit de thalwegmorfologie en uit de getuigesedimenten leiden we af dat tijdens de hoge zeespiegelstanden gedurende het Holstein interglaciaal geen mariene invloed tot in het studiegebied doordrong.



Tengevolge hiervan voerden we een lokale informele eenheid in : de afzetting van Assebroek. Deze is jonger dan de afzetting van Sint Pieters, doch situeert zich op lagere niveau's in de vertikale sequenties.

De fluviatiele afzettingen werden na een Eo-Eemiaan of na een Saale insnijdingsfase afgezet.

Over de laterale correlatie van de Saale sedimenten (\*) uit de Vlaamse Vallei en de afzettingen van Sint Pieters en Assebroek, kunnen we ons met de beschikbare gegevens niet uitspreken.

Een aantal ontwikkelingsfasen die wel in de Vlaamse Vallei tot uiting komen, hebben in het studiegebied geen getuigesedimenten achtergelaten.

De superpositie van de eenheden P/Z1 en P/ZG2 werd in het studiegebied niet aangetroffen, hetgeen de stratigrafische interpretatie bemoeilijkt. Beide eenheden komen voor in niet overlappende hoogte-intervallen.

De Kwartaire gebeurtenissen, die zich afspeelden vóór de mariene Eemiaan fase, zijn gekenmerkt door drastische erosie. Te Brugge moet een eerste pre-mariene erosiefase zich hebben doorgedrongen tot minstens -4m waarop een accumulatie volgde tot minimaal -1m. Hierin treffen we sporen van vorstwerking aan ( eenheid P/Z1 ). Uiteindelijk signaleerde zich een tweede erosieve fase tot op -12m, die het eerste opvullingsvlak in reliëf stelde. Vervolgens werden riviergrint en andere fluviatiele sedimenten afgezet tot op het peil -8m.

Tabel II.5. synthetiseert voorgaande beschouwingen.

## 2.5. BESLUITEN

De residuele effecten van de evolutie vóór de mariene Eemiaan inbraken waren vooral erosief.

Deze erosiegeschiedenis wordt achterhaald door de terrassenstudie enerzijds, doch ook door de studie van de sedimentrelicten, aangetroffen langs hellingen van valleisystemen, zoals tegen de helling van de rug van Oedelem en van de rug van Oostkamp.

(\*) Afzetting van Zoetendale, afzetting van Adegem, DE MOOR & HEYSE (1974)



Gezien de hoogte van de mariene Holstein sedimenten o.a. te Izenberge moet de insnijding of het opvullingsvlak lager dan +15m O.P. gelegen hebben. Dit sluit niet uit dat vóór het bereiken van die hoge zeespiegelstanden gedurende hetzelfde interglaciaal diepere erosie heeft plaatsgegrepen. Hierop volgde een opvulling zodanig dat de mariene invloed zich niet te ver zuidwaarts kon uitbreiden.

Deze hypothetische erosie- en afzettingsfase, vóór de Holstein maximale zeespiegelstand, werd in het studiegebied niet aangetoond. Getuigesedimenten ontbreken immers.

Bij de definitieve zeespiegeldaling op het einde van het Holstein interglaciaal deed zich een diepe insnijding voor, eventueel onderbroken door een accumulatieve fase, waarbij veenvorming kon optreden in de ontwikkelde thalweg.

De ontwikkeling van de Vallei Brugge-Oedelem hoeft niet gelijkaardig te hebben verlopen als die van de Vlaamse Vallei, waardoor correlaties van de diverse terrasniveau's met de nodige omzichtigheid moeten worden behandeld.



### 3. DE EEMIAAN AFZETTINGEN

#### 3.1. INLEIDING

##### 3.1.1. KENNIS VAN DE MARIENE EEMIAAN SEQUENTIES IN DE KUSTVLAKTE

Tot voor 1970 waren relatief weinig gegevens ter beschikking over de mariene Eemiaanafzettingen in de kustvlakte. In het westelijk deel van de kustvlakte bijvoorbeeld, zijn die afzettingen zelfs niet met zekerheid aan te tonen (LEBBE et al., 1983).

In het oostelijk deel van de kustvlakte werden de afzettingen van Meetkerke en Moerkerke gedefiniëerd naar aanleiding van uitgebreide studies die vooral op de problematiek van de Vlaamse Vallei waren gericht (DE MOOR & DE BREUCK, 1973 ; DE MOOR & HEYSE 1974 ; HEYSE, 1975 ). Perimariene en fluviatiele vertandingen met die mariene afzettingen werden in de Vlaamse Vallei tot de afzetting van Kaprijke en Oostwinkel gerekend (DE MOOR & HEYSE, 1974 ).

Reeds vrij vroeg werd de aanwezigheid van Eemiaan sedimenten in de kustvlakte onderkend (TAVERNIER, 1954 ). De Assise van Oostende kende men evenwel reeds vroeg (DEWALQUE, 1863 ), doch deze werd pas door R. TAVERNIER (1954) definitief tot de Eemiaan sequentie gerekend. De term "afzetting van Oostende" werd in latere publicaties overgenomen (DE BREUCK, DE MOOR & MARECHAL, 1969 ). In deze publicatie werden de hoogvoorkomende mariene Eemiaan sedimenten in de randzone van de kustvlakte, op basis van boorgegevens, tot de afzetting van Calais gerekend. Deze laatste Holocene afzetting komt in het oostelijk deel van de kustvlakte echter in uiterst beperkte mate voor.

Mariene afzettingen van Eemiaan ouderdom werden in het Brugse voor het eerst vermeld door R. PAEPE (1965). Ze werden herkend op basis van hun molluskensamenstelling. In enkele ontsluitingen werden deze afzettingen aangetroffen tot op het peil +lm (PAEPE, VANHOORNE & DERAYMAEKER, 1972 ; PAEPE & VANHOORNE, 1972 ; MOSTAERT, 1980 ; VANDENBERGHE et al., 1974 )



Samengevat kunnen we stellen dat de afzetting van Oostende overeenstemt met een gedeelte van de Eemiaan afzettingen. De Eemiaan sequentie bestaat uit wadafzettingen ( de afzetting van Meetkerke ) zeewaarts vertandend met prelitorale zanden ( de afzetting van Moerkerke ).

Beide typelokaliteiten bevinden zich in de onmiddellijke omgeving van het hoofdtestgebied Brugge. Studies in de zee-waartse gebieden van de kustvlakte ( .DEPRET, 1983 ; DEVOS, 1984 ) brengen geen nieuwe inzichten bij in verband met de kennis van het Eemiaan.

J. DEVOS (1984) kon deze mariene sedimenten niet duidelijk afbakenen. In de omgeving van De Haan treedt immers een supplementaire moeilijkheid op . Oudere mariene Holocene afzettingen ( cfr. de afzetting van Calais ) kunnen rechtstreeks Eemiaan afzettingen bedekken. M. DEPRET (1982) nam de terminologie over door G. DE MOOR & I. HEYSE voorgesteld voor de randzone van de kustvlakte (1974).

Was de oorspronkelijke benadering hoofdzakelijk lithostratigrafisch, dan richt deze studie zich hier vooral op de paleogeografische en sedimentologische aspecten waarbij volgende doelstellingen worden nagestreefd :

1. Een gedetailleerde kartering van de verschillende lithofacies opmaken.
2. De aard en de betekenis van de vertanding van de afzetting van Meetkerke en de afzetting van Moerkerke nagaan, evenals de opportuniteit of de noodzaak van de uitbreiding of wijziging van de lithostratigrafische eenheden onderzoeken.
3. De klastische mariene sedimentsequenties gebruiken als basisgegevens voor een reconstructie van de zeespiegelstanden in het milieu.

Studies gebaseerd op boorgegevens lieten toe preliminaire karteringen uit te voeren ( MOSTAERT, 1980 ; MOSTAERT & DE MOOR, 1984 ). Deze kunnen nu verder worden aangevuld en uitgebreid.



### 3.1.2. DE UITBREIDING VAN DE MARIENE EEMIAAN AFZETTINGEN OP HET KAARTBLAD BRUGGE ( Kaart II.5. )

Deze afzetting komt vrij algemeen voor ten noorden van het kanaal Oostende-Brugge en ten noorden van Sint Kruis.

Ter hoogte van Sint Kruis is een donk bewaard gebleven, opgebouwd uit erosieresistente Tertiaire afzettingen.

Gezien de geringe uitbreiding van de achtergebleven continentale Pre-Eemiaan afzettingen kan het voorkomen van de Eemiaan afzettingen bij benadering geassocieerd worden met de paleotopografie van de top van het Tertiair substraat. Op het kaartblad Brugge is ondanks latere erosie de Eemiaan sequentie vrij algemeen bewaard gebleven. In het zuidwestelijk deel van het kaartblad ontbreekt de mariene Eemiaan sequentie, daar het Tertiair er hoog voorkomt. Waar het Tertiair hoger ligt dan +1m, worden geen mariene Eemiaan afzettingen meer genoteerd in het studiegebied.

Ten oosten van Brugge sluit de landwaartse uitbreiding van de mariene afzettingen aan op een valleiensysteem, dat zich tot ten zuiden van de rug van Oedelem uitstrekt. In dit valleiensysteem is een geleidelijke laterale overgang van mariene over perimariene tot fluviatiele sedimentatiemilieu's merkbaar.

Door het groter aantal gegevens wijkt de uitbreidingskaart van de mariene Eemiaan afzettingen enigszins af van eerder gepubliceerde voorstellingen ( DE MOOR & HEYSE, 1978 ; MOSTAERT, 1980 ). In de vallei van de Kerkebeek en de Lijsterbeek troffen we geen mariene sedimenten aan, ondanks de relatief diepe insnijding in het Tertiair substraat.

In het oostelijk deel van de depressie van Trudoledeke (\*) kan het voorkomen van mariene sedimenten worden aangetoond, evenals de paleo-Waardammevallei tussen Assebroek en Beernem. Net zoals G. DE MOOR & I. HEYSE ( 1978 ) troffen we in de vallei van de Rivierbeek, ondanks de insnijdingsdieptes tot beneden het peil Om, geen mariene afzettingen aan.

(\*) Zie kaart VII.1. Lokalisatie van de morfologische eenheden



Grosso modo komt in de actuele kustvlakte de landwaartse uitbreiding van de mariene Eemiaan afzettingen overeen met de Poldergrens of met de zone iets landwaarts ervan. In zeewaartse gebieden is de aanwezigheid van de Eemiaan afzettingen niet altijd aantoonbaar, vooral tengevolge van de zeer diepe erosie door Holocene getijdegeulen. Deze kunnen tot 30m diep zijn en zelfs het Tertiair 'substraat aansnijden.

De mariene invloed is tot ver landwaarts in de Vlaamse Vallei doorgedrongen ( DE MOOR & HEYSE, 1974, 1978 ). Dit laat vermoeden dat de toenmalige kustlijn en kustmorfologie verschillend was van de actuele en subactuele toestand. In welke mate die kustmorfologie afwijkt in de oostelijke kustvlakte is een van de studieobjecten.

### 3.1.3. ALGEMENE KENMERKEN VAN DE EEMIAANSEDIMENTEN

In het studiegebied kunnen de mariene afzettingssomstandigheden afgeleid worden uit de molluskeninhoud. Enkel mariene specimen die sterk afwijken van die karakteristiek voor Tertiaire mariene afzettingen, komen voor.

De sedimenten die afgezet werden bij hoge zeespiegelstanden, liggen bedekt met continentale lagen, die gekenmerkt zijn door synsedimentaire cryoturbate verstoringen. Hierdoor kunnen de mariene afzettingen enkel aan een interglaciaal of minstens aan een interstadiaal worden toegeschreven. Andere studies in de onmiddellijke omgeving bewezen de Eemiaan ouderdom van deze mariene sequenties ( DE MOOR & DE BREUCK, 1973 ; PAEPE , VANHOORNE & DERAYMAEKER, 1972 ; VANDENBERGHE et al., 1972 ). Overigens bereikte de zeespiegel gedurende de Weichsel interstadialen nooit dergelijke hoogtes.

Door herwerking is het onderscheid tussen mariene en continentale sequenties niet altijd even duidelijk. Marien materiaal kan vertransporteerd worden onder fluvio-periglaciaire omstandigheden of kan als residueel sediment achterblijven. De samenstelling van het restsediment wijkt niet af van dat van getijdegeulbasissen of van andere aanrijkingshorizonten van schelpmateriaal.



Soms zijn de schelpkleppen die onder continentale omstandigheden opnieuw gesedimenteerd werden, enigszins gerold of vertonen ze ontkalkingsverschijnselen en zijn ze brozer geworden. Ook transport onder mariene omstandigheden kan evenwel bepaalde van die kenmerken veroorzaken.

Het spreekt vanzelf dat de continentale sedimenten door primaire en secundaire sedimentaire structuren van de mariene kunnen worden onderscheiden.

Bepaalde schelploze lagen kunnen slechts aan Weichseliaan of Eemiaan sedimentatie worden toegeschreven met behulp van o.a. micropaleontologische argumenten zoals de diatomeeën- en polleninhoud.

Het diatomeeën onderzoek van de Eemiaan lagen is nog niet in een stadium dat een formeel biostratigrafisch onderscheid met andere interglaciale mariene afzettingen kan gemaakt worden. Bepaalde verschillen tussen Eemiaan en Holocene sedimenten kwamen tot uiting bij het onderzoek van L. DENYS, op stalen ter beschikking gesteld uit Eemiaan sequenties van Brugge. Het is vanzelfsprekend dat de vergelijking slechts opgaat voor sedimenten onder gelijkaardige omstandigheden afgezet.

In een groot deel van de randzone van de kustvlakte komt een continue mariene sequentie voor. Op basis van de laterale vervolgbaarheid en ontsluitingsgegevens konden we aantonen dat het mariene Holocene getijdegeuilsedimenten zijn die rechtstreeks rusten op mariene Eemiaan sedimenten. (Kaart II.5.)

Het onderscheid tussen de lithologische en paleontologisch sterk gelijkende Holocene- en Eemiaan afzettingen gebeurt op basis van volgende indicaties :

#### 1. Molluskensamenstelling

Deze kan verschillend zijn voor beide sequenties.

Bepaalde lagen van de Eemiaan sequenties zijn gekenmerkt door de aanwezigheid van species die massaal voorkomen in het Eemiaan van het zuidelijk deel van de Noordzee, zoals Amygdala aurea, Venerupis senescens, Bittium reticulatum.



Er dient opgemerkt dat deze soorten niet noodzakelijk uitgestorven zijn. Ze kunnen een verschillende areale uitbreiding gekend hebben gedurende de beide interglacialen.

Desbetreffende species zijn ook aanwezig onder herwerkte vorm in de getijdegeulen van het Holoceen.

De Eemiaan variëteit Macra corallina Plistoneerlandica werd zelfs nauwelijks in de Eemiaan afzettingen waargenomen. Aan de basis van Holocene geulen evenwel, werd dit species zeer frequent in de residuele sedimenten aangetroffen.

## 2. De successie van bepaalde lithofacies

Deze zal toelaten het onderscheid te maken tussen de Eemiaan en de Holocene sequenties. Deze bevindingen leiden niet tot identificatiecriteria van de Eemiaan sequenties. Het zijn de resultaten van een paleogeografische studie.

Niet vooraleer de hoogwaterlijn het peil +2.5m bereikte in het testgebied Brugge, vormden zich de Holocene wadafzettingen. Een sequentie waarbij mariene sedimenten wijzen op lagere zeespiegelstanden, duidt op de aanwezigheid van Eemiaan in de ondergrond.

Hoogwadafzettingen, die bedekt zijn door subtidale getijdegeulsedimenten, wijzen op gevoelige veranderingen van de zeespiegelstand, die niet waargenomen werden in de lokale Holocene sequenties. Gedurende het Eemiaan zelf kunnen, zoals verder zal worden aangetoond, wel dergelijke sequenties tot stand gekomen zijn.

De paleogeografische reconstructie bewees dat bepaalde lithofacies enkel in het Eemiaan worden aangetroffen. Zo komen in de randzone van de kustvlakte geen Holocene kust- en pre-litorale afzettingen voor.

## 3. De laterale vervolgbaarheid van Holocene geulbasisafzettingen

Meestal is er aan de basis van de Holocene getijdegeulsedimenten een residueel basissediment met belangrijke grove fractie (schelpen, silex, enz.). In bepaalde zones bestaat de topzone van de mariene Eemiaan sedimenten eveneens uit schelp-accumulaties, die evenwel niet in dezelfde omstandigheden werden afgezet.



In bepaalde gevallen zijn die zelfs onder fluvio-periglaciaireomstandigheden in geulen geaccumuleerd gedurende het Weichsel glaciaal.

De Holocene en Eemiaan sedimenten verschillen inhoudelijk. De Holocene bevatten frequent veengruis en veenkeien; in de Eemiaan afzettingen ontbreken dergelijke resten. Dit onderscheid heeft vanzelfsprekend zijn lokaal belang.

#### 4. De sedimentaire structuren

De secundaire verstoringen die postsedimentair tot stand kwamen door ijswerking gedurende het Weichselglaciaal. zijn tot in de mariene Eemiaan sedimenten doorgedrongen. Op foto II.1. zien we de basis van de Holocene geul, rustend op strandafzettingen van het Eemiaan, waarin een grote opgevulde vorstwig voorkomt.

### 3.2. DE MARIENE EEMIAAN SEDIMENTEN

#### 3.2.1. BASISPRINCIPE VOOR DE INDELING

Het hoofdcriterium voor de indeling is de granulometrische diversiteit. Kleiige lagen (groep B en C (\*)) worden onderscheiden van zandlagen (groep A (\*)). Een verdere differentiatie van de zandlagen wordt doorgevoerd door afzonderlijk beschouwen van grinthoudende en niet grinthoudende lagen. Een meer gedetailleerde indeling is mogelijk op basis van de molluskensamenstelling.

Vroeger werd reeds ingegaan op de opportuniteit om dit argument in te schakelen bij de lithostratigrafische indeling.

De algemene kenmerken van de eenheden worden beproven. De granulometrische kenmerken staan gesynthetiseerd op tabel II.6. De typische korrelgrootteverdelingen van de lithosoom. zijn terug te vinden op figuur II.5.

(\*) Zie hoofdstuk I, Granulometrische groepenindeling (2.2.1.5.).



Lokale verschijnselen komen aan bod in de onderscheiden testgebieden, in detailboorprofielen of in ontsluitingen. We verwijzen er dan ook naar.

Speciale aandacht gaat uit naar tabel II.7., die de aard en het voorkomen van de grintfractie weergeeft.

Tabel II.8. geeft synthetisch de hoofdkarakteristieken weer van de onderscheiden eenheden. De onderlinge positie van de eenheden wordt aangegeven in het boorprofiel A.

Elke eenheid krijgt een symbolenreeks. De eerste letter geeft een indicatie over de granulometrie ( Z-K = zand-kleicomplex, Z = zand, K = klei, P = veen ). Het tweede symbool is een cijfer en geeft de stratigrafische positie weer ( Z<sub>2n</sub> en Z<sub>2s</sub> bevinden zich in dezelfde relatieve stratigrafische positie ). Het derde symbool, een letterteken, geeft een indicatie over het geografisch voorkomen ( s = zuidelijk uitbreidingsgebied, n = noordelijk ).

### 3.2.2. BESPREKING VAN DE EENHEDEN

#### 3.2.2.1. De eenheid Zo

##### Beschrijving

De eenheid Zo bestaat uit fijn tot zeer fijn zand, dat wisselende hoeveelheden fijne fractie bevat. Ze heeft een vrij onopvallende basislaag met een beperkte aanrijking van schelpkleppen. Silex is nagenoeg afwezig en schelpfragmenten van Tertiaire oorsprong worden eveneens zelden aangetroffen. Naar boven toe wordt het geheel kleiiger, met zelfs een klei-zand alternatie .

Het lithotype werd in de handboringen 131HB22 en 131HB26 vastgelegd ( zie boorprofiel A ).

De sedimentaire structuren zijn grotendeels onbekend. Enkel in de bovenste fijnste zone is een tabulaire laminatie met klei en zandafwisselingen waar te nemen.

Op basis van de granulometrische samenstelling is de eenheid niet eenduidig af te scheiden van de andere zandige Eemiaan eenheden.



Karakterisatie is de goede sortering van de hoofdverdeling van de sedimenten en de gelijkenis met de eenheid Z4n ( zie Hoofdstuk VIII, granulometrie ).

### Mollusken

De hoeveelheid molluskenkleppen is relatief gering (< 2% gewichtsprocent ). Cerastoderma edule is dominant. Kleppen tot 3cm Ø komen voor. In veel mindere mate wordt Macoma balthica aangetroffen, naast Amygdala sp.

### Voorkomen

De eenheid ligt beneden het niveau -15m en rust op het Tertiair substraat, dat niet dieper dan -19m O.P. ingesneden is.

De eenheid lokaliseert zich in het noordelijk deel van het kaartblad Brugge ( Kaart II. 6. ).

Het contact aan de top van Zo is erosief. De eenheid wordt er bedekt door een schelprijke laag. Waar Z1/K1 op deze eenheid voorkomt, is de overgang geleidelijk.

### Genese

Gesteund op de mollusken- en diatomeeëninhoud kunnen de wadomstandigheden worden aangetoond met een klassieke sequentie van subtidale geulsedimenten tot intertidale zandwadafzettingen in de topzone.

Gezien hun hoogteligging wijzen die afzettingen op lage zeespiegelstanden gedurende de afzettingsfase.

### Lithostratigrafische situering

Gezien het wadkarakter is de eenheid Zo bij de afzetting van Meetkerke onder te brengen.



### 3.2.2.2. De eenheid Z1/K1

#### 3.2.2.2.1. De subeenheid K1

#### Beschrijving

De eenheid bestaat uit een kleicomplex, waarbij we twee specifieke sequenties onderscheiden :

- a) met een geleidelijke overgang uit Zo.

Hierin treedt er een toename van de fijne fractie naar boven toe op. De zandige overgangszone wordt met Z1 aangegeven. Bovenaan komt zelfs zware klei voor.

De top werd meestal geërodeerd vóór de afzetting van Z2n. In deze zone bevat de donkergrijze (N5) kalkhoudende klei dikwijls grote hoeveelheden schelpkleppen.

- b) rechtstreeks rustend op het Tertiair substraat.

Hierin is een verticale verfijning waar te nemen.

De sequentie omvat een zware klei met verspreide schelpinhoud. Z1 ontbreekt.

Wat betreft de sedimentaire structuren : de klei is homogeen verdeeld. Naar onder toe komt een horizontale getijdelaagdheid voor, overgaand naar tabulaire macrostratificatie, met brede zandlagen, afgewisseld met dunne kleilagen.

Het sediment behoort tot de granulometrische hoofdgroepen B en C, waardoor zijn kenmerken gelijken op die van de eenheid K3 en K3'.

#### Mollusken

Het bovenste gedeelte van dit kleilichaam vertoont dezelfde molluskensamenstelling als de laag Z2n. Overigens is de eenheid schelparm ; Scrobicularia plana en Hydrobidae zijn dominant, Cerastoderma sp. zijn afwezig.

#### Voorkomen

In het noordelijk deel van het kaartblad Brugge, tussen -15 en -13m wordt dit kleicomplex zeer lokaal aangetroffen. Ofwel rust het op de eenheid Zo of rechtstreeks op het Tertiair substraat.



De potentiële verspreiding is op kaart II.6. aangebracht, Ten noorden van Koolkerke is de laag in latere fasen geërodeerd.

### Genese

Deze eenheid vertegenwoordigt de hogere delen van een zoutwaterwad. Belangrijkste argumenten hiervoor zijn de moluskensamenstelling, de diatomeeëninhoud en de granulometrische karakteristieken.

De uitbreiding en de dikte bewijzen dat deze eenheid is ontstaan onder zeespiegelstanden tussen -13 en -15m.

#### 3.2.2.2.2. De subeenheid Kl'

### Beschrijving

Boven het peil -12m worden meer zuidwaarts kleilagen aangetroffen, die tot dezelfde eenheid behoren als Kl.

De bovengrens ligt rond het peil -4m in het noordelijk deel van het kaartblad Brugge.

In deze sequentie Kl' komen naast de homogene kleifacies en tabulaire getijde-afzettingen ook zandige intercalaties voor op verschillende niveau's. Meestal is de klei sterk gecompacteerd. Humeuze tussenlagen zijn in het zuiden van het kaartblad Brugge boven -2m O.P. aanwezig. Dikwijls is de eenheid vrij schelparm ( Scrobicularia plana , Hydrobidae ).

### Situering

De eenheid Kl' rust rechtstreeks op het Tertiair substraat en heeft slechts een discontinu verloop in het noordelijk deel van het kaartblad Brugge. Daar wordt de eenheid Z2 ( zie verder ) bovenop de sequentie Kl' waargenomen tot op het niveau van -4m.

De eenheid Z2 ontbreekt in de inham van Moerkerke-Brugge.



In het zuidelijk deel van het kaartblad Brugge troffen we kleiafzettingen aan tussen -8 en -0m O.P. Dit kleipakket wordt evenwel nergens dikker dan 3m. Op kaart II.6. wordt het kleipakket tot -4m geïllustreerd.

Voor een aantal boringen gerangschikt van zuid naar noord ( Figuur II.6. ) worden de dieptepeilen van de basis en top van de kleilagen K1, K1' en K3 (zie verder) aangegeven. Hetzelfde gebeurde voor andere Eemiaan afzettingen. Specifiek duiden we de -4m hoogtelijn aan.

### 3.2.2.3. De eenheid Z2

#### 3.2.2.3.1. De subeenheid Z2n

#### Beschrijving

De eenheid Z2n bestaat uit een heterogeen sedimentpakket, waarbij de grove fractie dikwijls meer dan 10% is. Deze grove fractie bestaat hoofdzakelijk uit schelpkleppen en schelpfragmenten, zowel van Tertiaire als van Kwartaire oorsprong en omvat ook silex, grint, zandsteenfragmenten, enz. Er worden twee facies onderscheiden :

#### a) met sterke Tertiaire bijmenging.

Dit facies bestaat uit een combinatie van schelphoudend zand en schelpaccumulaties. Het bevat klei, waarvan het gehalte afneemt van onder naar boven toe.

Het aandeel van het Tertiair molluskenmateriaal ( Cardita planicosta, Turitella solanderi ) kan tot 90% van de schelpfractie bedragen. Het neemt af van onder naar boven toe, gelijklopend met een vermindering van de totale schelpenhoeveelheid.

Verweerde silex herwerkt uit Kwartaire terrassen vormen het enige argument voor het onderscheid van Z2n met het Tertiair in situ.

Alle grove fragmenten uit de Tertiaire lagen L4 en L5, werden hier onder herwerkte vorm aangetroffen. ( Tabellen II.1 en II.7.). Dit facies rust rechtstreeks op het Tertiair substraat.



De Tertiaire mollusken zijn allen afkomstig uit de eenheden, die nu nog op nagenoeg dezelfde plaats in de ondergrond voorkomen. Aangevoerd Tertiair materiaal werd niet herkend.

Het Kwartair schelpmateriaal is soortenrijk in vergelijking met alle andere Kwartaire schelpaccumulaties in de streek. Alle Kwartaire indentificeerbare molluskenresten zijn van mariene oorsprong.

Karakteristiek voor open mariene omstandigheden is de sporadische aanwezigheid van Spisula sp. en Venerupis rhomboïdes en de frequente aanwezigheid van Venerupis decussata.

b) met overwegend Kwartaire mollusken

Dit facies bestaat uit schelphoudend middelmatig fijn zand met een niet verwaarloosbare fijne fractie. Meestal is de dikte van de laag en de schelpfrequentie minder belangrijk dan in het andere facies.

Het gehalte aan herwerkte Tertiaire elementen is evenzeer geringer, alsook het silexaantal.

Enkel de Kwartaire molluskeninhoud is vergelijkbaar, doch niet even gedifferentieerd.

Desbetreffend facies rust rechtstreeks op de eenheden Zo en Z1/K1.

De thanatocoenose is soortenrijker dan die van het onderliggend substraat (Zo). De onderlinge relatieve frequentie waarmee bepaalde species voorkomen, is verschoven ten opzichte van die in Zo en K1. Zo komen Scrobicularia plana en Cerastoderma edule in veel mindere mate voor, in tegenstelling tot Macoma balthica en Donax vittatus.

### Voorkomen

De eenheid Z2n strekt zich uit in het noordelijk deel van het kaartblad Brugge, en rust op het Tertiair substraat, behalve in de zone, waar de eenheden Zo en Z1/K1 in de ondergrond voorkomen. De basis, een erosieoppervlak, helt geleidelijk in zuidelijke richting. De eenheid bevindt zich tussen -7 en -20m en heeft desondanks een dikte groter dan 2m. ( Kaart II.7. ).



## Genese

Z2n bestaat grotendeels uit residueel sediment, ontstaan bij een belangrijke erosiefase, waarbij ook Tertiaire lagen voor een deel werden opgeruimd.

De afzetting is ook gedeeltelijk herwerkt uit Pre-Eemiaan puinwaaiers ( eenheid ZG2 ), die in het oostelijk deel van het kaartblad Brugge werden afgezet, doch onderscheidt zich ervan door zijn Kwartaire schelpinhoud. De mariene schelpen werden enerzijds door mechanisch transport aangevoerd, anderzijds herwerkt uit autochtone fauna's.

De samenstelling is afhankelijk van het substraat. Dit blijkt uit het feit dat er boven Zo beduidend minder silexen en Tertiaire schelpen voorkomen dan op plaatsen waar de erosie tot op het Tertiair substraat is doorgegaan.

We benadrukken dat de erosie onder mariene omstandigheden plaatsvond. De Kwartaire molluskenfauna omvat enkel mariene exemplaren. Noch de faunakenmerken, noch het feit dat zowel onder als boven de eenheid Z2n mariene sedimenten bestaan, bewijzen ontegensprekelijk dat de eenheid Z2n zelf onder mariene omstandigheden ontstond. We leidden dit af uit het algemeen erosieoppervlak aan de basis van Z2n, dat langzaam zeewaarts helt en dat niet aansluit bij een fluviaal systeem.

Z2n moet bovendien onder open mariene omstandigheden tot stand zijn gekomen, ten gevolge van het landwaarts migreren van de kustlijn. De molluskenfauna is een combinatie van species die open mariene omstandigheden verkiezen, en van wadspecies.

Ook in geulbasissedimenten van wadafzettingen troffen we dergelijke fauna's ( Holocene ) aan, zonder dat tijdens hetzelfde interglaciaal, open mariene omstandigheden zo ver landwaarts hebben geheerst. Daar konden immers Eemiaan afzettingen worden herwerkt. Open marien materiaal kan ook landwaarts worden gebracht langs de zeegaten.



Onder Z2n werden enkel wadfauna's aangetroffen (Zo) en geen typische open mariene fauna's. De vermenging bewijst dat ofwel voor of tijdens de vorming dergelijke open omstandigheden moeten bestaan hebben.

Op basis van de paleotopografie van de basis van Z2n kan het onderscheid gemaakt worden tussen Z2n en getijdegeulbasissen. Deze hebben immers een min of meer karteerbaar patroon.

#### Lithostratigrafische situering

Meer zeewaarts ten opzichte van het studiegebied werd door andere auteurs een vergelijkbare grintrijke zone aangetroffen op vergelijkbare diepte en rustend op mariene Kwartaire afzettingen (DEPRET, 1982 ; DEVOS, 1984 ).

De afzetting van Zeebrugge ( DEPRET, 1982 ) werd beschouwd als het equivalent van de afzetting van Dendermonde ( DE MOOR, 1974 ) dus behorend tot de Eo-Weichseliaan sequenties.

De stratigrafische positie van de eenheid Z2n en de afzetting van Zeebrugge is echter niet equivalent. Z2n is te Brugge bedekt door mariene sequenties. De Weichseliaan insnijding heeft zich zoals verder zal blijken in de omgeving van Brugge ingesneden, niet dieper dan -7.0m O.P.

Ter hoogte van Zeebrugge bestond er een belangrijker thalweg gedurende het Weichsel glaciaal, eventueel aansluitend bij de vallei van Oedelem-Sijsele-Moerkerke.

De afzetting van Zeebrugge werd door de aard van de bovenliggende sedimenten, namelijk een vrij schelparm homogeen zand niet als een mariene intercallatie herkend.

De laag Z2n vertoont wat betreft de grintinhoud en de schelpen een opvallende gelijkenis met de afzetting van Kaprijke ( DE MOOR & HEYSE, 1974 ; HEYSE, 1975 ).

Analoog met deze afzetting van Kaprijke wordt Z2n ook beneden het peil - 7.5m aangetroffen en verloopt het uitbreidingsgebied parallel met de maximale uitbreiding van de mariene Eemiaan sedimenten, behalve in de inham van Brugge-Oedelem ( Figuur II.7. ).



### 3.2.2.3.2. De subeenheid Z2s

#### Beschrijving

Z2s is een fijn schelphoudend zand dat meestal voorkomt aan de basis van de Eemiaan sequentie. De eenheid bevat weinig fijne fractie ( $<10\%$ ). Ze heeft granulometrische karakteristieken vrij analoog met die van andere zandige afzettingen typisch voor het studiegebied.

Z2s onderscheidt zich van de eenheid Z2n door zijn fijnere mediaanwaarde ( $142\ \mu\text{m}$ ) en door zijn minder uitgesproken grove staart van de cumulatieve korrelgrootteverdeling (\*).

De kritische identificatiecriteria van deze eenheid zijn de molluskensamenstelling en de stratigrafische positie onder het complex K3 en Z3.

#### Molluskeninhoud

De eenheid Z2s bevat een wisselend schelpgehalte en is vooral gekenmerkt door de aanwezigheid van Amygdala aurea (Venerupis senescens), soms met dubbelkleppers. In mindere mate komt Cerastoderma edule voor naast enkele specifiek subtidale specimen, zoals Ostrea edulis en Haminaea hydatis (NOLF, 1973). Er is een opvallend verschil in samenstelling met het meer zeewaarts gelegen equivalent, Z2n. Dit is ondermeer toe te schrijven aan de ontwikkeling van beide eenheden in verschillende fasen, het residueel karakter van Z2n en de meer gunstige levensomstandigheden tegen de kust aan tijdens de sedimentatie, van Z2n. De molluskeninhoud van Z2s reflecteert meer een biocoenose dan de thanatocoenose (Z2n). Dit staat ons toe de verschillende waterdieptes te correleren met de verschillende molluskensamenstellingen. Voor en tijdens de afzetting van Z2s werden geen wadschelpen herwerkt.

(\*) Zie hoofdstuk VIII., Granulometrie.



In de meest zuidelijke uitbreiding van de eenheid, komen schelprijke intercallaties voor, waarin hetzelfde faunabeeld wordt weerspiegeld, als meer noordelijk.

De aanwezigheid van o.a. Cardium exiguum, Amydala aurea, Bittium reticulatum en Haminaea hydatis met actueel een veel zuidelijker areaal zou op een iets warmer klimaat kunnen wijzen (NOLF, 1973 ).

#### Voorkomen

De eenheid Z2s sluit lateraal aan bij de eenheid Z2n. Op kaart II.7. staat de uitbreiding weergegeven. Z2s komt voor tussen -10 en -3.5m O.P., ten noorden van het Kanaal Brugge-Oostende en van Sint Kruis.

De basis van Z2s sluit aan bij het belangrijke erosievlak dat onder Z2n voorkomt. De dikte van de eenheid wisselt tussen 1 en 5m. De bovengrens vertoont soms een geleidelijke overgang naar de eenheden K3 of Z3. Deze grens komt slechts zelden boven het peil -5m. De top van de afzetting helt naar het noorden.

#### Genese

De zanden zijn afgezet onder subtidale omstandigheden, tegen de kustlijn aan. De maximale waterdieptes worden niet groter dan 5m geschat. Deze interpretatie steunt op de moluskensamenstelling, de geografische uitbreiding van de eenheid en de morfologie van het basisoppervlak. Deze laatste twee aspecten worden op kaart II.7. weergegeven.

Het basiserosieoppervlak van Z2s sluit aan bij dat aan de basis van Z2n, waarvoor reeds eerder een mariene oorsprong werd afgeleid. De laag Z2s komt voor als een wigvormige eenheid in de meest landwaartse zone van de mariene Eemiaan uitbreiding. De laterale uitbreiding sluit afzetting in subtidale geulen uit.

De eenheid is gekenmerkt door sedimenten afgezet onder meer energierijke omstandigheden aan de basis, afnemend naar boven toe met daarnaast een tendens van algemene energietoename in landwaartse richting. Dit komt tot uiting in de heterogene granulometrische samenstelling ( Fig. II.5. ).



Het samen beschouwen van de eenheden Z2n en Z2s betekent niet dat deze synchroon zijn ontstaan. Bij de veranderlijke zeespiegelstanden moet deze eenheid gezien worden als een gevolg van de landwaartse verschuiving van de kustlijn met uiteindelijke stabilisatie en zelfs zeewaartse migratie. De kustlijn verschoof lokaal verder landwaarts dan de vroegere waduitbreiding, vandaar het gering aandeel van herwerkte wadfauna. In de meest zuidelijke uitbreiding van Z2s komen de grofste facies voor, wijzend op strandnabije- of zelfs strand omstandigheden.

#### Lithostratigrafische situering

Het zandig facies aan de basis van de Eemiaan afzettingen in de ontsluiting van Meetkerke ( DE MOOR & DE BREUCK, 1973 ) werd bij de afzetting van Meetkerke ondergebracht, en als een wadgeulopvulling geïnterpreteerd.

Door het subtidaal en sublitoraal karakter ( NOLF, 1973 ), de lithologische verschillen met bovenliggende kleilagen (K3) en de laterale uitbreiding, definiëren we Z2s als een afzonderlijke eenheid, van open mariene aard.

#### 3.2.2.4. De eenheid Z3-K3

##### 3.2.2.4.1. De subeenheid Z3

#### Beschrijving

Z3 is een zandige eenheid, die bestaat uit fijn zand, dat meestal kleiiger wordt naar boven toe. De overgang naar K3 is geleidelijk. Het overgangsfacies bestaat uit alternerend fijn zand en kleilaminatie. Net zoals bij de meeste andere mariene eenheden, is de granulometrie vrij sterk lateraal en vertikaal verschillend, doch steeds komt een fijn zand voor. De fijne fractie overschreidt de 20% niet; de sortering van de hoofdverdeling is uitermate goed.



### Molluskeninhoud

De schelpinhoud is vrij beperkt in soorten en aantal. Dominant is Cerastoderma edule. Verspreid komt Macoma balthica voor. Opvallend is de afwezigheid van Amygdala soorten, die de eenheid Z2 karakteriseren, ondanks het feit dat Z3 gedeeltelijke herwerking van Z2 moet hebben veroorzaakt. De basis van de eenheid Z3 kan wel lokaal uit schelpaccumulaties bestaan.

In de hoogst gesitueerde delen van Z3, meest zeewaarts gelegen, komen plaatselijk grote concentraties van Hydrobidae voor, terwijl in hoogwad afzettingen (K3) Hydrobidae dikwijls verspreid en zelden geaccumuleerd aanwezig zijn. Deze concentraties wijzen op de activiteit van endobionten in de hoogste zandwadzones (bv. Arenicola sp. ).

### Voorkomen

Deze eenheid bevindt zich onder de eenheid K3. Waar K3 door latere erosie verdween, is de identificatie van Z3 sterk bemoeilijkt wegens de granulometrische gelijkenissen met andere zandige eenheden (Z4, Z2).

Vooral in de meest landwaartse uitbreiding van de eenheid K3 ontbreekt Z3.

Meer zeewaarts ligt de eenheid Z3 hoger en vertaandt ze met de kleiige facies van K3.

### Genese

Samen met K3 vormt Z3 een normale wadsequentie (\*). Het zandig facies Z3 vertegenwoordigt zandplaten, zandwad en getijdegeulafzettingen, dus zowel intertidale als subtidale sedimenten.

#### 3.2.2.4.2. De subeenheid K3

### Beschrijving

K3 is een heterogeen kleicomplex met geïntercalleerde zandige lagen gekarakteriseerd door een aantal facies, die

(\*) Zie hoofdstuk III., Typische wadsequenties



toch min of meer correleerbaar zijn met bepaalde afzettingshoogtes. Vanaf de zuidelijke randzone naar het noorden toe, neemt de korrelgrootte toe en komen er belangrijke zandige tussenlagen voor. We onderscheiden volgende facies :

a. Homogene humeuze schelploze klei.

Dit facies wordt op diverse afzettingsniveau's waargenomen. Het meest verspreide niveau is dat tussen -3.5 en -4m en op -1m O.P.

b. Vegetatiehorizonten

Meestal gaat het om zeer dunne, 1 à 2cm, humeuze subhorizontaal verlopende bandjes. Soms komen meerdere niveau's voor met minder humeuze geïntercalleerde kleilaminae. Meestal treffen we die horizonten aan in schelploze kleiniveau's. Die niveau's zijn niet vervolgbaar over grote afstanden. Het is voorlopig onmogelijk om er enig stratigrafisch belang aan te hechten.

Dergelijke humeuze tussenlagen werden ook door G. DE MOOR & W. DE BREUCK (1973) in de ontsluiting te Meetkerke aangetroffen.

3. Zand-klei alternatie

Vanaf de meer homogene basislaag treedt steeds meer gepro-  
nonceerd een alternatie van zandige en kleiige laminae op, waarbij de zandfractie in de zandige laminae naar boven toeneemt, en de kleifrac-  
tie in de kleilaminae naar boven afneemt.

Niet overal is die laminatie horizontaal, dikwijls verloopt ze hellend, zonder preferentiële richting evenwel. Dit wijst op de longtitudinale kruisgelaagdheid, zoals we die dikwijls langs kreek en geulranden in de Holocene sequenties kunnen zien.

De meeste zones met getijdegelaagdheid bestaan uit planaire en pseudotabulaire sets. Ze zijn ontstaan in een milieu waarin intraformationele erosie vrij frequent was , hetgeen de netto-aggradatie vertraagde.

In figuur II.7. worden een aantal typesequenties weergegeven. De lokalisatie van de uitgekozen boringen staat op kaart I.6.



### Molluskeninhoud

Het aantal soorten is beperkt, hun verspreiding heterogeen. Voornamelijk Scrobicularia plana in levenspositie en Hydrobidae sp. in geconcentreerde vorm zijn dominant. De brakwatersoorten Hydrobia stagnorum en Hydrobia ventrosa ontbreken nagenoeg.

Aan de basis en in meer zandige intercallaties zijn ook losse Cerastoderma edule en Cerastoderma glaucum kleppen opgemerkt. Kwantitatief neemt de schelpfrequentie af naar boven toe. Scrobicularia plana komt niet voor in de zandige lagen, maar evenmin in de zwaarste kleilagen. In Holocene afzettingen werd dit species wel aangetroffen in de zwaardere kleien, echter niet boven de gemiddelde hoogwaterlijn.

De mollusken veroorzaakten daarenboven bioturbaties ( DE MOOR, & DE BREUCK, 1973 ).

### Diatomeeëninhoud

De diatomeeën bewijzen het wadkarakter van de sequentie. Echte schorreomstandigheden werden in de onderzochte sequenties niet aangetroffen. De brak-mariene omstandigheden uiteten zich. Voor een meer gedetailleerde beschouwing wordt verwezen naar 3.2.3.

### Voorkomen

Deze eenheid bevindt zich tussen -4 en +1m O.P. in de zuidelijke randzone van de Eemiaan kustvlakte en in de inham Brugge-Moerkerke. Slechts sporadisch komt K3 over het volledige hoogte-interval voor. Waar K3 ontbreekt, worden ook geen andere mariene afzettingen meer waargenomen. De kaarten II.8. en II.9. geven de actuele areale verspreiding weer van de eenheid K3. Meestal rust deze eenheid op een zandige laag Z3-K3 of is er een scherp contact met de eenheid Z2n. In de meest landwaartse zone kan K3 rechtstreeks op het Tertiair substraat rusten. De bovengrens is meestal scherp, met bruukse facieswisselingen.



De noordelijke begrenzing van de eenheid verloopt op het kaartblad Houtave en het westelijk deel van Brugge volgens een NO-ZW richting. De laterale overgangen met de meer zeewaarts gesitueerde mariene sedimenten is nu eens erosief dan weer geleidelijk. Meer naar het oosten ( Koolkerke-Sint Kruis-Damme ) heeft intense postsedimentaire erosie van fluviatiele aard plaatsgegrepen, waardoor slechts op verspreide plaatsen restanten van de eenheid K3 bewaard bleven.

### Genese

De eenheid K3 vertegenwoordigt hoogwadafzettingen, hoge slikken en schorren en zelfs lagunaire milieu's, afgezet bij een netto stijgende zeespiegelstand. De verticale facieswisselingen wijzen op de laterale wijzigingen in het wadmilieu. Deze laatste zijn het gevolg van enerzijds kreek- en geulverplaatsing of anderzijds van relatieve plaatsveranderingen ten opzichte van de kustbarrière, die al dan niet mee veroorzaakt werd door zeespiegelwijzigingen.

Z3-K3 bestaat meestal uit een superpositie van een normale en een inverse sequentie (\*). Hierbij is de gemengd wadzone zeer beperkt in de normale sequentie. Er bestaat een vrij snelle overgang van de zandige wadafzettingen naar de kleilige hoogwadsedimenten. Dit verschijnsel konden we ook in de Holocene sequenties van het studiegebied waarnemen. (\*\*)

Naar boven toe gebeuren de overgangen veel geleidelijker over een veel aanzienlijker dikte. Bovendien komen slechts lage slikken tot gemengd wad afzettingen voor, die bovenaan erosief begrensd zijn.

De successie komt het best tot uiting in de meest zeewaarts gesitueerde zones.

Meer landwaarts nemen we zeer lokaal in de omgeving van Meetkerke een tweede inverse sequentie waar en dit vanaf het niveau -2m. Deze rust zonder overgangszone op de onderste inverse sequentie.

(\*) Zie hoofdstuk III , Typische wadsequenties.

(\*\*) Zie hoofdstuk II , Holocene sedimenten.



Zoals voor de Holocene sequenties is het zeer moeilijk om isochrone oppervlakken te reconstrueren. Terwijl er op de ene plaats zandwadden actief zijn, heersen er meer landwaarts hoogwadcondities. De enige stratigrafische indicator is dan ook de zeespiegelstand.

We konden een aantal fasen met toenemende verlanding identificeren in de besproken sequentie op basis van volgende argumenten : het zwaarder worden van de klei ( afnemende energie ) , het homogeen worden van het facies ( getijden uiten zich niet meer in granulometrische verschillen en bioturbaties door bodemorganismen treden op ) , het humusgehalte neemt in bepaalde zones toe en mariene mollusken ontbreken.

Meestal is een volledige verlandingsfase een periode van non-depositie. Na die periode is in de meeste gevallen de sedimentatie vrij verschillend van de onderliggende, met relatief bruuske overgangen in vergelijking met de overgang marien naar verlanding.

Er worden weinig sporen van krekens en getijdegeulen gevonden in de wadsequenties K3-Z3. Mogelijks zijn de dimensies van de geulen en de krekens dermate beperkt dat ze in het uitgezette boornet niet tot uiting kunnen komen. Enkel beneden het peil -4m zijn vervolgbare zandpakketten aan te tonen die wijzen op meer energierijke omstandigheden.

Het is niet uitgesloten dat erosie bij het begin van het Weichsel glaciaal vooral diep kon doordringen langs de restgeulen van het wad enerzijds en op plaatsen met opgevulde zandige geulen anderzijds. Zand is immers gemakkelijker verplaatsbaar dan gecompacteerde klei.

#### Lithostratigrafische situering

De eenheid K3 komt overeen met het kleiig facies van de afzettingen in de ontsluiting te Meetkerke ( DE MOOR & DE BREUCK, 1973 ) waar die door voornoemde auteurs zeer gedetailleerd werden beschreven ( PAEPE et al., 1972 ).

In de ontsluiting Sint Pieters Molenstraat ( MOSTAERT, 1980 ) hebben we deze eenheid zelf waargenomen. De eenheden Z3 en K3 behoren tot de afzetting van Meetkerke (DE MOOR & HEYSE, 1974).



### 3.2.2.4.3. De subeenheid K3'

#### Beschrijving

K3' is een zware klei, gekenmerkt door de aanwezigheid van humeuze intercallaties ( vegetatiehorizonten ). Verspreide plantenresten komen voor. De klei is kalkhoudend en bevat geen schelpkleppen.

#### Voorkomen

Deze entiteit komt voor in de inham van Brugge Oedelem. K3' is preferentieel bewaard gebleven in de uiterste randzone van het wadgebied. De sedimenten rusten op een substraat van continentale afzettingen of op het Tertiair substraat. Op andere plaatsen gaat deze subeenheid geleidelijk over in het kleipakket K1-K3.

K3' komt op wisselende dieptes voor ( +1 à -1m ) als bovenste mariene afzettingen.

De verspreiding van deze afzetting is over het algemeen zeer fragmentarisch.

### 3.2.2.5. De eenheid P

Op het peil -3 à -4m werd in verschillende ontsluitingen een paleosol aangetroffen, onmiddellijk bedekt door mariene of perimariene wadafzettingen.

Te Sint Pieters ( PAEPE & VANHOORNE, 1972 ; mond. meded. DE MOOR ), ten zuiden van Brugge ( VANDENBERGHE & GULLENTOPS, 1974 ) en in de ontsluiting Oude Gentweg werden deze verschijnselen beschreven.

Te Sint Pieters komt nog een zeer lokale discontinue veenlaag voor met rechtopstaande boomstronken, rustend op een podzolprofiel ( mond. meded. DE MOOR ).

R. PAEPE en R. VANHOORNE (1972) rekenden dit veen tot het Eemiaan op basis van pollenanalyses, doch konden het niet plaatsen in de klassieke pollenzonatie van W. ZAGWIJN (1961).



De veen en bodemhorizonten zijn ouder dan de eenheid K3. Hun relatieve positie ten opzichte van oudere mariene Eemiaan afzettingen is vooralsnog niet te bepalen. Er kan enkel gesteld worden dat de hoogwaterstanden bij de veengroei en de bodemvorming het peil -4m nog niet bereikt had.

### 3.2.2.6. De eenheid Z4

#### 3.2.2.6.1. De subeenheid Z4s

##### Beschrijving

Z4s is een schelphoudend fijn tot middelmatig fijn zand met verwaarloosbare fijne fractie. Dunne schelpaccumulaties komen voor in lenzen en op laminaegrenzen. Tussen -2 en -1m werden aan de top brede subhorizontale discontinue schelpenbanken aangetroffen.

De sequentie wordt gekenmerkt door planaire sets met parallel tabulaire laminatie, waarbij de helling van de setgrenzen een wisselende richting heeft.

Een lithotype werd uitvoerig beschreven in de ontsluiting te Meetkerke ( DE MOOR & DE BREUCK, 1973 ) als de afzetting van Stalhille.

##### Molluskeninhoud

De molluskensamenstelling van de laag Z4s is vrij gevarieerd. Macra corallina Plistoneerlandica komt voor.

Waar Z4s door Holocene geulen herwerkt werd, vinden we talrijke kleppen van dit species aan de basis van de getijdegeulen.

Andere schelpkleppen die frequent aanwezig zijn, zijn Angulus tenuis, Cerastoderma edule, Cerastoderma glaucum, Scrobicularia plana (gebroken), Bittium reticulatum (niet zo frequent), Hydrobidae, Nassarius reticulatum, Donax vittatus, Macoma balthica, Abra alba (zelden) (\*).

Amygdala sp. en Spisula sp. ontbreken nagenoeg.

Kortom er komt een menging voor van zowel zandprefererende als kleipreferende species, van wadden en open mariene fauna's.

(\*) Zie Tabel IX.5.,6.,7.,8.



Bepaalde soorten zijn relatief broos (Angulus tenuis) en werden ondanks de aanrijking in accumulaties, meestal niet vernield. Ook op actuele stranden treffen we brozere species aan, die bewaard bleven dankzij de vlugge sediment-aggradatie.

### Verspreiding

De verspreiding van deze eenheid beperkt zich tot de meest zeewaartse uitbreiding van de eenheid K3. De afzetting bedekt zelfs gedeeltelijk de eenheid K3. In het noordelijk deel van Sint Pieters bevindt Z4s zich in een één kilometer brede O-W verlopende strook. Verder noordwaarts is dit facies geërodeerd.

Dikwijls is de eenheid herwerkt door Holocene getijdegeulen, bijvoorbeeld in de ontsluiting Blauwe Toren.(\*).

Tengevolge van erosie bij de ultieme zeespiegeldaling aan het begin van het Weichsel glaciaal, werd de eenheid differentieel geërodeerd ( Koolkerke ).

Z4s komt voor tussen de peilen +0.5 en -5m. De basis is soms moeilijk van de onderliggende eenheden te onderscheiden. Deze onderliggende eenheden kunnen Z3 en Z4c zijn, beiden zandige eenheden met analoge schelpeninhoud als Z4s.

Z4s is niet meer bedekt door jongere mariene Eemiaan sedimenten. De bestaande jongere mariene sequenties hebben zich ontwikkeld na erosie van Z4s.

### Genese

De eenheid Z4s is een strandsediment, lokaal bestaat ze uit stormwalsedimenten ( DE MOOR & DE BREUCK, 1973 ). De identificatie van dit paleostrand berust op volgende argumenten :

- de molluskeninhoud en de hoeveelheid schelpfragmenten : een gemengde samenstelling van open mariene- en wadfauna komen voor.
- de geografische en stratigrafische positie ten opzichte van de waddenafzettingen K3 en ten opzichte van de eenheden Z4c en Z4n.

(\*) Testgebied Brugse Middelland.



- de sedimentaire structuren en de sedimentkenmerken.

Het sediment met schelpaccumulaties en het grofste Eemiaan zand uit de streek wijst op relatief hoog-energetische omstandigheden. In elkaar geschoven en rechtopgeoriënteerde schelpkleppen wijzen op de bidirectionele stromingen uit het gebied. Bioturbaties ontbreken.

De sedimentaire structuren illustreren alternerende periodes van accumulatie en afslag. In diverse ontsluitingen laten ze niet toe een dominante stromingsrichting af te leiden zoals bijvoorbeeld te Meetkerke ( DE MOOR & DE BREUCK, 1973).

Zowel zeewaarts als landwaarts hellende sets komen voor. De strandfacies komen overeen met een systeem van zwinnen en strandruggen zoals op het actuele strand.

Vandaar de intertidale megaribbelstructuren en de landwaartse helling van bepaalde sets. De bewaarde sequenties werden afgezet op het voorstrand en de bovenste delen van de shoreface. De overgang naar de nearshore afzettingen is niet duidelijk uit de sequenties te halen.

In de meeste ontsluitingen ontbreken de hoogstrandafzettingen, die uit een tabulair complex met hoge schelpdiversiteit kunnen bestaan.

#### 3.2.2.6.2. De subeenheid Z4c

##### Beschrijving

Deze eenheid bestaat uit blauwgrijs ( 5B6/1 ) fijn tot middelmatig fijn zand ( 135 $\mu$ m ), gekenmerkt door een zeer goed gesorteerde hoofdverdeling. De fractie grover dan 500 $\mu$ m ontbreekt meestal.

Het gehalte aan fijne fractie neemt eerst toe naar onder, waarbij subhorizontale sterk gecompacteerd kleilaagjes van maximaal 1cm dikte afwisselen met hetzelfde kleilooz zand. Zelden evenwel beslaan die kleilaagjes meer dan 10% van de verdeling.



Vooraf tussen -6 en -8m komen veel kleilamellen voor. Naar onder toe neemt het kleigehalte weer af. Zwarte vegetatieresten zijn waargenomen. De eenheid heeft een vrij constant kalkgehalte ( $\pm 5\%$ ). Het schelpgehalte is zeer beperkt. Naar boven toe neemt het schelpgruis- en het schelpgehalte toe, vooral in de overgangszone tot Z4s, Z4n of Z5.

Foraminiferen zijn frequent aanwezig, evenals stekels van Echinodermen en broze fragmenten van exoskeletten van Echinocardium sp.

#### Molluskeninhoud

Deze eenheid is vrij soortenarm en schelparm. Macoma balthica en Cerastoderma edule komen frequent voor, naast Donax vittatus en Abra alba.

Opvallende afwezigen zijn Scrobicularia plana en Hydrobia ulvae. Naar het noordwesten van het uitbreidingsgebied van Z4c neemt het schelpgehalte toe met sporadisch Spisula subtruncata en ter hoogte van de kleiige intercallaties Abra alba.

#### Voorkomen

Kaart II.8. toont aan dat Z4c op het noordelijk deel van het kaartblad Brugge ligt, ten noorden van de uitbreidingszone van K3. Z4c gaat in het noorden lateraal over in de subeenheid Z4n.

De basistopografie van die eenheid helt naar het noordwesten met een helling van 0.5 en 1% en tussen -5 en -15m O.P. De dikte neemt toe naar het noorden. In het zuiden wigt de eenheid uit boven het peil -5m. De dikte varieert tussen 2 en 10m.

#### Genese

Z4c is een sequentie ontstaan in offshore en nearshore omstandigheden ten gevolge van het zeewaarts verschuiven van de kustbarrière. Het mariene karakter blijkt uit de aanwezige Echinodermenresten. Deze zijn meestal zo broos dat ze geen intens transport verdragen.



Het nearshore en offshore karakter van de afzetting wordt afgeleid uit de geografische en stratigrafische positie ten opzichte van de andere eenheden en steunt op de analogie met de bouw van het kustbarrière systeem in Nederland ( VAN STRAATEN, 1965 ).

Het siltgehalte neemt toe bij grotere dieptes, vooral tussen 10 en 14m onder de heersende zeespiegelstand. Dergelijke silteuze niveau's worden ook in de Nederlandse kustbarrières aangetroffen. Ze komen overeen met de overgang naar de shelfkleiafzettingen.

De strandfacies Z4s, die de eenheid bovenaan begrenzen, komen zeewaarts steeds dieper voor. Zeewaarts ontstaan de strandfacies bij steeds lagere zeespiegelstanden. In Nederland ontwikkelen de zeewaarts verschuivende kustbarrières onder geringe netto stijgende zeespiegelstanden. Tengevolge van het lateraal verschuiven van de kustzones, ontstond een nieuw waddengebied (Z5-K5) achter de barrières.

#### 3.2.2.6.3. De subeenheid Z4n

##### Beschrijving

Z4n bestaat uit een aantal lithosomen gekenmerkt door een wisselend gehalte aan fijne fractie. Tussen -8 en -11m bevat de laag nagenoeg geen fijne fractie. Dieper neemt het kleigehalte in de afzonderlijke laminae toe, net zoals in Z4c. Naar het noorden van het kaartblad Brugge neemt het schelpgruis toe ( ook Echinodermenstekels ) in de bovenste lagen.

Granulometrisch is Z4n van Z4c te onderscheiden door zijn iets grovere mediaan (  $164\mu\text{m}$  ), het hoger gemiddeld kalkgehalte ( 7.5% ) geassocieerd aan de hogere frequentie van de schelpkleppen.

Plantengruis komt sporadisch voor. Uit de petrografische samenstelling blijkt dat de Tertiaire invloed zeer beperkt is, glauconiet ontbreekt nagenoeg.



### Molluskeninhoud

Ter hoogte van de kleiige intercallaties tussen -12 en -15m is de aanwezigheid van Abra alba en Abra sp. zeer specifiek. Talrijke dubbelkleppers komen voor.

In de meer zandige hoogste delen worden eveneens Spisula subtruncata en Donax vittatus aangetroffen. Landmollusken ontbreken en herwerkte Tertiaire schelpen evenzeer.

### Voorkomen

Deze eenheid Z4n sluit lateraal aan bij Z4c. Het basisoppervlak sluit erbij aan. De basis ligt tussen -13 en -20m. We verwijzen hiervoor naar het boorprofiel A en kaart II.8. De eenheid Z4n rust op Z2n. De overgang verloopt meestal zeer geleidelijk met een toename van het schelpgehalte en soortendiversiteit en het verdwijnen van het kleigehalte.

Lateraal gaat deze eenheid geleidelijk over in Z4c.

Naar boven toe gebeurt de overgang naar Z5 eveneens zeer geleidelijk. In het geval dat de eenheid K5 op Z4n voorkomt, is er een vrij scherpe grens aantoonbaar.

De subeenheid Z4n kan meer dan 10m dik worden.

Op het kaartblad Houtave neemt deze eenheid een belangrijke plaats in. Daar is de uitbreiding van de eenheid Z4c dan ook beperkt.

### Genese

Z4n is het genetisch equivalent van Z4c. Dit betekent niet noodzakelijk dat deze eenheid synchroon met Z4c ontwikkelde. Z4n omvat zowel offshore als nearshore sedimenten.

### Lithostratigrafische situering

Op basis van de relatieve positie van Z4 ten opzichte van de wadafzettingen Z3-K3, kan de eenheid Z4 ( Z4s, Z4n, Z4c ) op basis van de lithologische kenmerken en van de afzettingsomstandigheden vergeleken worden met de afzetting van Moerkerke ( DE MOOR & HEYSE, 1974 ).



### 3.2.2.7. De eenheid Z5-K5

#### 3.2.2.7.1. De subeenheid Z5

#### Beschrijving

Z5 is een middelmatig fijn tot zeer fijn zand, gekarakteriseerd door zijn molluskensamenstelling. De eenheid is kalkhoudend en bevat verspreide plantenresten. Zij bevat een belangrijke en wisselende hoeveelheid fijne fractie, die frequent de 10% overschreidt. Hierdoor is de sortering van de zanden meestal vrij slecht ( standaarddeviatie tot  $1\phi$  ). Soms komen er in de basiszone schelpaccumulaties voor, waardoor een scherp onderscheid met de minder schelphoudende eenheid Z4c opvalt.

#### Molluskeninhoud

Dominant is de aanwezigheid van Cerastoderma edule. Ook Hydrobidae, Scrobicularia plana ( fragmenten ) en Macoma balthica komen frequent voor naast Mytilus edule. Deze associatie omvat de typische wadmollusken.

#### Voorkomen

Z5 komt vooral voor in het noordoostelijk deel van het kaartblad Brugge. Meestal rust de eenheid op de subeenheid Z4c. De dikte van de laag is sterk wisselend en het dieptebereik eveneens, meer bepaald tussen -3 en -10m.

Het verspreidingsgebied van Z5 ligt in het verlengde van de inham van de vallei van Moerkerke, evenwel in het noordelijk deel van deze inham.

De eenheid werd aangetroffen in de ontsluiting Blauwe Toren. (\*)

#### Genese

De eenheid Z5 is een zandig wadfacies ( zandwad en getijdegeul sedimenten ). Meestal ontbreken de hoogwadsequenties (K5) of komen bovenaan hoogstens klei-zand alternaties voor van het gemengd wadfacies.

(\*) Testgebied Brugse Middelland



Deze sedimenten bevatten geen verlandingssporen.

Deze hoogwadafzettingen werden grotendeels geërodeerd bij de insnijdingsfase gedurende het Weichsel glaciaal of bij de algemene regressie gedurende het Eem interglaciaal. Een andere mogelijkheid is dat de energie in het milieu dermate belangrijk was, dat hoge zandplaten (strandvlaktes) zich konden handhaven. In dat geval waren de wadomstandigheden onderhevig aan intense golfwerking en sterke stromingen en dit in de onmiddellijke omgeving van de zeegaten. Dit wordt echter niet weerspiegeld in de molluskensamenstelling.

### 3.2.2.7.2. De subeenheid K5

#### Beschrijving

De subeenheid K5 bestaat uit een horizontaal gelamineerde klei met identieke kenmerken als K3, behalve de dikte, de stratigrafische positie en de hoogteligging. Humeuze tussenlagen komen voor.

#### Molluskeninhoud

Scrobicularia plana, Hydrobidae en Cerastoderma sp. zijn dominant.

#### Voorkomen

Zeer lokaal troffen we deze eenheid aan in de omgeving van Koolkerke tussen -5 en -3m O.P. Deze eenheid rust vrij scherp op de eenheid Z4c en ligt lager dan sommige zandige facies van Z5. K5 bereikt een maximale dikte van 1m.

#### Genese

K5 behoort tot wadsequenties, afgezet bij relatief lage zeespiegelstanden tussen -5 en -3m in de ontstane insnijding ten oosten van Brugge.

Op tabel II.8. worden de typische Eemiaan sequenties samengevat. en op tabel II.9. schetsen we het onderscheid tussen de sequenties in de kustvlakte en in de inham Brugge-Oedelem.



### 3.2.3. DE STUDIE VAN DE DIATOMEËËN-INHOUD VAN DE MARIENE EEMIAAN SEDIMENTEN.

Een zeventigtal stalen werden onderzocht naar hun diatomeëëninhoud. Daarvan bleken slechts een dertigtal diatomeëën te bevatten. (\*)

Op tabel II.10. wordt een lijst gegevens' van de onderzochte stalen met hun stratigrafische positie en de belangrijkste resultaten van het onderzoek.

De meest frequent aangetroffen soort in de mariene Eemiaan afzettingen bleek Diploneis interrupta var. caffra ( Giffen ) te zijn.

Opvallend was de afwezigheid van Aulacodiscus argus, die in Holocene sequenties van de kustvlakte belangrijk is. Uit de diatomeëëninhoud kan opgemaakt worden dat de omstandigheden gedurende het Eemiaan warmer waren dan gedurende het Holoceen. De subtropische en mediterrane soorten die erin voorkomen moeten via het Kanaal in noordelijke richting zijn doorgedrongen.

Uit de sedimenten blijkt dat de meest zandige, de minst klei-houdende en de meest grove over het algemeen geen diatomeëën bevatten. Hetzelfde kan opgemerkt worden voor Holocene sequenties ( DENYS et al., 1982 ).

We geven summier de diatomeëëninhoud van de Eemiaan-eenheden :

#### 1. De eenheden Zo en Z1/K1

De onderste sedimentreeks behorend tot deze eenheden werd afgezet bij lage zeespiegelstanden en is zeer goed te onderscheiden van de andere mariene Eemiaan afzettingen op basis van haar diatomeëënsamenstelling. De verschillen zijn niet zozeer van klimatologische aard ( mond. meded. L. DENYS ).

(\*) De resultaten werden mondeling meegedeeld door L. DENYS die ook de tellingen uitvoerde.



## 2. De eenheid Z2s

De saliniteit van het milieu komt overeen met open mariene condities.

Uit de diatomeeëninhoud kan moeilijk het onderscheid gemaakt worden tussen strand- en geulomstandigheden, waarbij de strandomstandigheden zeker niet zo energietisch waren als de actuele.

De stalen bevatten vermoedelijk veel verplaatste diatomeeën.

## 3. De eenheid Z2n

Van deze eenheid werden twee stalen onderzocht uit de diepboring DB19. Deze bevatten geen telbare diatomeeën.

## 4. Het complex K3

De stalen die we ter beschikking stelden komen overeen met de meest grove facies van de eenheid K3, bestaande uit klei en zandafwisselingen en homogene zandige klei.

De klimatologische evolutie die uit de successie van de pollenzones in K3 blijkt, komt niet tot uiting in de diatomeeënsamenstelling van deze wadafzettingen.

De eventuele zeespiegelveranderingen konden evenmin gedetecteerd worden.

Ondanks het kleiig facies komen hier geen hoge slikke- en schorre-omstandigheden tot uiting.

De diatomeeënnassociatie is typisch voor energierijke wadomstandigheden.

De basislaag reflecteert open mariene tot litorale omstandigheden, met dominant voorkomen van Cymatosira belgica (eenheid Z2s).

Soms reflecteert de diatomeeëninhoud rustiger condities doch dit blijkt uit de granulometrische veranderingen even duidelijk.

De soorten die het best de beschreven omstandigheden tot uiting brengen : Cymatosira belgica, Paralia sulcata, Aclinantes delicatula, Opephora marina en in mindere mate Catenula adhaerans en Melosira vestii.

Nitzschia navicularis reflecteert soms brakke omstandigheden.



#### 4. DE WEICHSELIAAN AFZETTINGEN

##### 4.1. INLEIDING

De Weichseliaan sedimenten ontsluiten voornamelijk in de randzone van de kustvlakte. We beschikken in het studiegebied over meer dan 20 waarnemingspunten, waar de volledige sequentie ontsloten lag.

De Weichseliaan afzettingen werden in diverse studies zowel chrono- als lithostratigrafisch benaderd ( PAEPE et al., 1972 ; DE MOOR et al., 1973,1974 ; HEYSE, 1975,1978 ; DE MOOR, 1982 ; VANDENBERGHE et al., 1974 ; KÖLSTRUP, 1980 ).

##### 4.1.1. ALGEMEEN VOORKOMEN VAN DE WEICHSELIAAN SEQUENTIES

In de actuele kustvlakte, ten zuidoosten van de lijn Zeebrugge-Oudenburg komen Weichseliaan afzettingen onmiddellijk onder de Holocene algemene organische eenheid, ( oppervlakteveen ) voor. Waar dit veen ontbreekt, dagzomen die Pleistocene lagen. Ze kunnen ook geheel of gedeeltelijk geërodeerd zijn door getijdegeulen, die in het Holoceen tot stand kwamen.

Het gearceerde gebied op kaart II.5. omvat de strook waar de Weichseliaan sedimenten volledig weggeërodeerd werden.

Meestal rusten de afzettingen van het Weichsel glaciaal in de kustvlakte op mariene Eemiaan afzettingen. Het contact wordt er meestal door een erosieoppervlak geaccentueerd.

De dikte is sterk wisselend. Beschouwen we in de kustvlakte enkel de sequenties onder de veenlagen, dan constateren we een geleidelijke diktetoename in zeewaartse richting enerzijds en naar het Zuidbrugse dalstelsel toe anderzijds. Op het gedeelte van het kaartblad Brugge, dat zich in de kustvlakte bevindt, varieert de dikte tussen 2 en 8m.



De oorspronkelijke topografie van de top was die van een langzaam zeewaarts hellend oppervlak, waarop O-W verlopende lage ruggen voorkwamen. Deze topografie komt actueel nog in het landschap tot uiting in de randzone van de kustvlakte. Op die plaats lag de topografie hoger dan het latere Holocene opvullingsvlak. We maken er een onderscheid tussen de zone met hoog oprijzend Tertiair substraat en het Zuidbrugse dalstelsel.

Waar het Tertiair hoog voorkomt, meer bepaald op de rug van Sint Andries en in het zuidelijk deel van het kaartblad Houtave, is de dikte van de Weichseliaan sequentie beperkt tot 1 à 2m. Ter hoogte van de O-W verlopende dekzandruggen kan de dikte er tot 3 à 5m oplopen.

De Weichseliaan sedimenten liggen er tussen +5 en +20m O.P. In de paleovallei Moerkerke-Brugge ( Zuidbrugse dallandschap ) kan de Weichseliaan sequentie ter hoogte van de hoogste ruggen en de diepste opgevulde geulen tot meer dan 15m dik worden. De minimale dikte in dit gebied komt overeen met 5m.

De afzettingen liggen er tussen +9 en -7m O.P.

Op kaart II.10 wordt de topografie van het erosieoppervlak aan de basis van de Weichseliaan afzettingen weergegeven.

#### 4.1.2. KENMERKEN VAN DE CONTINENTALE AFZETTINGEN ONTSTAAN ONDER KOUDE OMSTANDIGHEDEN

##### 4.1.2.1. Inleiding

Gedurende het Weichsel glaciaal heersten hoofdzakelijk koude omstandigheden en werden continentale sedimenten s.l. afgezet. De secundaire sedimentaire structuren geven aanwijzingen in verband met vorstverschijnselen.

Vorstwigen en andere verstoringen kunnen evenwel ook in onderliggende mariene afzettingen binnengedrongen zijn.

Morfologisch identieke microstoringen werden ook aangetroffen in wadafzettingen ingevolge bioturbaties, zetting en slumpverschijnselen.



Continentale mollusken werden zeer sporadisch intact waargenomen , meestal enkel in afzettingen die rustige omstandigheden reflecteren.

In de Weichseliaan afzettingen van het studiegebied komen een aantal humeuze tot venige tussenlagen voor, die lateraal zeer moeilijk te vervolgen zijn. Deze niveau's bevatten geen houtfragmenten en slechts zelden macroscopische plantenresten. Ze laten toe om uit de palynologische kenmerken besluiten te trekken over eventuele koude afzettingssomstandigheden.

De identificatie van de Weichseliaan afzettingen s.l. kan op basis van absolute dateringen gebeuren. Afzettingen die voorkomen onder een mariene sequentie en op een andere interglaciale afzetting duiden eveneens op een Weichseliaan origine.

Sommige Weichseliaan afzettingen zijn lithologisch en sedimentpetrografisch nauwelijks van de onmiddellijke onderliggende Tertiaire lagen te onderscheiden, zeker niet in boringen. In de meeste gevallen bevatten de zware mineralen aanwijzingen over de invloed van respectievelijk de Tertiaire herwerking en de Kwartaire bijmenging. De zware mineralensamenstelling is echter geen criterium voor de identificatie van de Weichseliaan afzettingen als dusdanig. Ze geven enkel een onderscheid aan tussen twee lithologisch weinig verschillende eenheden.

Wanneer de zware mineralen van Tertiaire en Weichseliaan afzettingen niet van elkaar afwijken, kunnen we ons enkel beroepen op onrechtstreekse indicatoren zoals de secundaire sedimentaire structuren, het door transport vernietigde glauconiet enz.

Fluviatiele afzettingen kunnen een mariene schelpenfauna bevatten, herwerkt uit de Eemiaan afzettingen. In dit geval kan de ontkalkings- en verwerkingstoestand ( eventueel het gerold karakter ) of de menging met continentale elementen enige indicaties geven over de continentale aard van de afzetting. (\*)

(\*) De resultaten van de studie die het onderscheid tussen mariene en continentale sedimenten duidelijk stelt, staan uitvoerig beschreven in hoofdstuk VIII , Granulometrie.



De granulometrische verdelingen van de Weichseliaan sedimenten hebben afwijkende kenmerken ten opzichte van sommige mariene afzettingen. Ze wijzen op verschillende hydrodynamische omstandigheden en gewijzigde materiaalaanvoer. ( intensiteit, richting enz. ).

Waar mariene Eemiaan afzettingen ontbreken is het zonder paleontologische controle uitgesloten om Weichseliaan afzettingen te onderscheiden van vroegere glaciale en interglaciale continentale sedimenten.

#### 4.1.2.2. Secundaire sedimentaire structuren

De identificatie van de Weichseliaan sedimenten is grotendeels gesteund op de aanwezigheid van cryogene secundaire sedimentaire structuren.

Deze structuren laten toe de paleoklimaatomstandigheden af te leiden. Er wordt nagegaan in welke mate de sequenties van de verstoringen stratigrafische interpretatie-mogelijkheden bieden.

In eerste instantie worden de in ontsluitingen waargenomen verstoringen geïventariseerd. Er wordt een typologie opgesteld van de diverse vormen. Op basis van hun analogie met beschreven vormen uit de litteratuur, wordt hun genese met paleoklimaatindicaties bepaald.

In tweede instantie worden de sequenties onderling vergeleken. Hierbij houden we rekening met de primaire structuren die wijzen op periglaciaire omstandigheden.

##### 4.1.2.2.1. Typologie van de waargenomen cryogene verstoringen

#### 1. Thermo-fluviatiele activiteit

Deze activiteit uit zich in de aanwezigheid van blokken, die weinig gerold zijn, waarin soms nog de oorspronkelijke gelaagdheid bewaard bleef. Deze blokken liggen gestapeld in geulbeddingen. Ze zijn ontstaan ten gevolge van ondergraving van de bevroren oevers van geulen door stromend water gedurende dooiperiodes ( Foto II.2. ).



## 2. Fossiele ijswiggen

Dit zijn brede trechtervormige structuren, tot 1m breed, onderaan snel smaller wordend en diep in de onderliggende lagen doordringend ( Foto II.1. ). Langs de wanden treden trapvormige breukvorming en plooingstructuren op. Het opvullend materiaal bestaat uit fijn zand en humeuze lagen, bovenaan veelal gehomogeniseerd of chaotisch geturbeerd. Vertikale gelaagdheid kan optreden, waar de wig iets smaller wordt.

Er bestaan morfologisch sterk verschillende types ( MOSTAERT, 1980 ). We onderscheiden drie hoofdtypes :

- een type dat geleidelijk smaller wordt naar onder toe
- een type met een zeer brede bovenste zone, die over zeer korte afstand smaller wordt
- gecombineerd type waarin door expansie-verschijnselen zeer diverse vormen ontstaan.

Sommige vormen vertonen totale homogenisatie; bij andere is de oorspronkelijke gelaagdheid enigszins afgebogen.

## 3. Vorstwiggen

Vorstwiggen zijn smalle ( $\pm$  10cm bovenaan) diep doordringende wigvormige tot spleetvormige structuren, die nagenoeg vertikaal en diep in de onderliggende sedimenten doordringen. Het versmallen naar onder toe verloopt geleidelijk. Zeer karakteristiek is de neerwaartse afbuiging van de primaire gelaagdheid. De opvulling bestaat uit gehomogeniseerd materiaal. Ze verschillen van de fossiele ijswiggen door hun kleinere dimensie.

Het verschil is dus hoofdzakelijk morfometrisch.

## 4. Vorstspleten

Het zijn verticale spleten met wisselende, doch beperkte diepte. De maximale penetratiediepte bedraagt 1m.



De primaire laminatie wordt ter hoogte van de spleten neerwaarts afgebogen. Overigens lijken deze structuren op breukjes.

Deze verschijnselen treden vrij frequent op in de niveo-eolische en eolische zandlagen van de Weichseliaan sequentie.

#### 5. Druipstaarten

Druipstaarten zijn humeuze en lemige druppelvormige inzakkingsstructuren, die in het onderliggende zandige sediment binnengedrongen zijn over 30 tot 80cm. Dergelijke structuren werden enkel in de ontsluiting Blauwe Toren (\*) aangetroffen, waar het oorspronkelijk sediment; een plasafzetting, bewaard bleef in de druppelvormen.

Druipstaarten werden ook genoteerd in de ontsluiting Sint Pieters Molenstraat ( DE MOOR, mond. meded. ; PAEPE, et al., 1972 ) (\*\*)

#### 6. Micro-inzakkingsverschijnselen

Inzakkingsstructuren zijn genetisch analoog met de vorige structuren. Ze zijn evenwel slechts enkele cm in het substraat doorgedrongen en bestaan uit lemige niveau's in onderliggende zanden geïmpregneerd. We verwijzen naar foto II.3. van de ontsluiting Blauwe Toren (\*).

#### 7. Golfvormige opplooiingen

Het zijn lemige en humeuze niveau's die pseudo-golf-, of ribbelstructuren vertonen. Meestal treden ze op in een aantal parallel verlopende laminae, die na de verstoring nog altijd parallel zijn. Deze verstoringen werden over een breedte van 10cm waargenomen.

#### 8. Chaotische cryoturbatie-structuren

Ze bestaan uit een combinatie van opstuwings- en inzakkingsverschijnselen over beperkte breedte.

(\*) Testgebied Brugse Middelland.

(\*\*) Testgebied Brugse Polderrand.



Bij chaotische cryoturbatie worden meestal lithologisch snel variërende sedimenten aangetast, zoals klei, veen en zandlaminae, die elk minstens een paar cm dik zijn. De dikte waarin die structuren voorkomen is zeer wisselend. Arbitrair wordt een maximale breedte van 30cm genomen.

#### 9. Macro-chaotische cryoturbatie

Over meer dan 30cm komen opstuwingen en inzakkingen voor, waarbij de oorspronkelijke gelaagdheid totaal dooreen gewoeld wordt. We maken een onderscheid tussen de vormen die langs een helling voorkomen en deze die op een horizontaal vlak liggen.

#### 10. Involutie structuren

Opstuwingsverschijnselen en inzakkingen met een opgeplooid uitzicht. De instulpingen kunnen zeer wisselende dimensies hebben.

#### 11. Ketelvormige inzakkingen en koepelvormige opstuikingen

Beide vormen komen niet noodzakelijk geassocieerd voor. Uitvoerige beschrijvingen hiervan vinden we in de literatuur terug ( DE MOOR & DE BREUCK, 1973 ; MOSTAERT, 1980 ).

### 4.1.2.2.2. Genese en paleo-klimaatsindicaties

#### 1. Ijswiggen

Ijswiggen impliceren de aanwezigheid van permafrost. Deze kan bestaan bij een gemiddelde jaarlijkse temperatuur lager dan  $-2^{\circ}\text{C}$ . Ijswiggen ontwikkelen zich bij voorkeur op plaatsen waar een dun sneeuwdek gedurende minstens een deel van de winter blijft liggen en in een klimaat met abrupte dalingen van de temperatuur in het koude seizoen ( DYLIK & MAARLEVELD, 1967 ). Slechts wanneer de jaarlijkse luchttemperatuur beneden  $-6$  tot  $-8^{\circ}\text{C}$  blijft, kunnen ijswiggen zich vormen.



De breedte van de wiggen geeft een indicatie over de relatieve vormingsduur.

Vorstwiggen zijn van de grootte-orde dat ze volgens de classificatie van DYLIK & MAARLEVELD (1967) niet noodzakelijk te associëren zijn met een continue permafrost. Enerzijds kunnen het afgetopte grote ijswiggen zijn, anderzijds minder goed of minder lang ontwikkelde wiggen. Vorstspletten zijn niet noodzakelijk diagnostisch voor permafrost. Ze kunnen wel de primaire stadia vertegenwoordigen tot de vorstwig- en ijswigvorming.

## 2. Involuties

Involuties omvatten alle verstoringen die behoren tot de types 6, 7, 8, 9, 10 van voorafgaande typologie.

We onderscheiden involuties naargelang hun voorkomen in relatief homogeen sediment en in heterogene successies van klei en zand.

Involutie-, injectie- en plicatiestructuren kunnen in een periglaciair milieu ontstaan tengevolge van zeer diverse omstandigheden. De chaotische cryoturbatiestructuren kunnen door bepaalde of door elk van deze omstandigheden verklaard worden.

Ze kunnen een gevolg zijn van gelifluctie op zelfs zeer geringe hellingen, waarbij een waterverzadigde heterogene massa verplaatst wordt. De permafrost fungeert als een waterophoudende laag, die de verzadiging van de bovenlaag mee in de hand werkt.

Involuties kunnen ontstaan ten gevolge van het uitpersen bij toenemende cryostatistische druk van vochtige plastische lagen tussen de rigiede permafrost en de invriezende bovenlaag. De basislaag geeft een indicatie over de positie van de permafrost.

Relatief homogene sedimenten kunnen ook worden aangetast.

Involutievervalsingen kunnen ook geassocieerd zijn aan ijssegregatie.



Bij het opdooien kan een zekere hydrodynamische instabiliteit optreden in het sediment onder waterverzadigde omstandigheden. Verstoringen zijn het gevolg van densiteits- en viscositeitsverschillen.

### 3. Druipstaarten en micro-inzakningsverschijnselen

De inzakkingen van meer cohesief materiaal ( leem, humeuze klei, veen ) in weinig cohesief, waterverzadigd materiaal ( zand ) in een opdooilaag, kunnen een indicatie geven over de dikte van de opdooilaag.

### 4. Ketelvormige structuren

Deze structuren kunnen ontstaan ten gevolge van een combinatie van processen die involuties veroorzaken en waarbij cryohydrostatische drukverschillen bij het invriezen en expansieverschijnselen een rol spelen ( DE MOOR & DE BREUCK, 1973 ).



## 4.2. INDELING VAN DE WEICHSELIAAN AFZETTINGEN

### 4.2.1. BASISPRINCIPES VOOR DE INDELING

De continentale sequenties worden gekenmerkt door hiaten, erosiefasen en herhaalde secundaire verstoringen, die de laterale correlatie van de eenheden sterk bemoeilijken. Ononderbroken sequenties komen niet voor. Het principe toegepast voor de stratigrafische indeling, steunt op de identificatie van gidsniveau's. In de mate van het mogelijke zijn deze gidsniveau's dateerbaar of komen ze overeen met specifieke afzettingshoogtes, bijvoorbeeld vervlakkingsniveau's. Dikwijls zijn de grensniveau's goed vervolgware facies of erosievlakken.

De lithostratigrafische indeling op basis van louter lithologische verschillen wordt hier, gezien de onderlinge gelijkenissen tussen de verschillende eenheden en de onregelmatige, snelle, laterale en vertikale veranderingen niet opportuun geacht. De geringe granulometrische verschillen vertegenwoordigen soms zeer uiteenlopende sedimentatie omstandigheden.

De voorgestelde indeling is informeel en heeft een lokale betekenis. De correlatie met de lithostratigrafische eenheden uit de literatuur is gesteund op de analoge kenmerken van de lithotypes.

### 4.2.2. DE STUDIE VAN DE GIDSNIVEAU'S VOOR DE WEICHSELIAAN SEQUENTIES.

De insnijdingsdiepte en de opvullingshoogtes in een vallei kunnen niet geassocieerd worden, zoals bij de mariene sequenties, aan een evolutie van een bepaalde parameter in de tijd. Dit illustreren we aan de hand van volgend voorbeeld.

Veenniveau's en humeuze lagen worden meestal geconditioneerd door de lokale grondwatersverschillen, die sterk van de lokale topografie afhankelijk zijn.



Isochrone veenniveau's worden dan ook niet noodzakelijk op dezelfde hoogte aangetroffen, wat wel het geval is bij interglaciale kustvlakte sedimenten.

De isochrone glaciale veenniveau's kunnen wel belangrijke indicaties geven over de paleomorfologische toestand van het gebied.

Opvallend is het voorkomen van een aantal grintrijke niveau's binnen kritische hoogte-intervallen. Laterale correlatie van die niveau's is niet steeds eenvoudig, vermits de paleo-verhanglijnen onbekend zijn en erosie tot op een welbepaalde diepte niet noodzakelijk synchroon optrad.

De lithostratigrafische indeling wordt in hoge mate afhankelijk gemaakt van enkele kritische grintniveau's. Een aantal boorprofielen werden uitgezet dwars op de valleisystemen ( Profielen C en D ). Correlatie gebeurde dan onafhankelijk van de verhanglijn. Dank zij de ontsluitingen op verschillende plaatsen langs de beekdalen, konden we de verschillende grintniveau's ook situeren ten opzichte van specifieke veenniveau's of karakteristieke vorstverschijnselen.

De laterale correlatie van grintniveau's en vorstverschijnselen gebeurde in het noordelijk deel van het kaartblad Brugge op basis van een ontsluiting die over verschillende kilometers vervolgbaar was. Het geassocieerd voorkomen van vorstwiggen met het grintniveau en de continuïteit van de grintvloer konden er worden bevestigd.

#### 4.2.3. BESPREKING VAN DE EENHEDEN

##### 4.2.3.1. De eenheid LC1

##### Beschrijving

De eenheid LC1 is een zware tot zandige leem, die kalkhoudend is. Ze onderscheidt zich van de mariene lagen door het ontbreken van mariene mollusken, door het voorkomen van plantenresten, door de homogeniteit en de secundaire sedimentaire structuren met gegolfde humeuze tussenlagen.



## Voorkomen

De eenheid LC1 wordt nergens dikker dan 1m. Ze bereikt maximaal het peil +1m. De verspreiding is discontinu. Deze eenheid werd zonder voorafgaande erosie rechtstreeks op de granulometrisch weinig verschillende mariene lagen (K3) afgezet. Ze werd overigens enkel geïdentificeerd op plaatsen waar K3 en K3' voorkomen.

Bovenaan is er een erosief contact waarneembaar, zelfs op plaatsen waar LC2 ( zie verder ) onmiddellijk op LC1 rust.

Deze eenheid komt enkel voor in het Zuidbrugse bedolven valleiensysteem en is afwezig in de kustvlakte.

## Genese

LC1 werd in vrij rustige omstandigheden afgezet, in ondiepe plassen van een alluviale vlakte. De eenheid werd gedeeltelijk postgenetisch door vorstwerking verstoord.

Wanneer deze eenheid onmiddellijk bedekt is door lithosomen van LC2, wordt het onmogelijk om beide eenheden stratigrafisch van elkaar te onderscheiden, vooral in boringen.

We spreken dan van de eenheid LC ( Ontsluiting Oude Gentweg ) (\*)

## Lithostratigrafische situering

Spijts het sporadisch voorkomen van synsedimentaire vorstverschijnselen is het niet uitgesloten dat de eenheid LC1 tot de afzetting van Oostwinkel behoort ( DE MOOR & HEYSE, 1972 ). De eenheid moet dan onder laat-interglaciale omstandigheden afgezet zijn, nadat de mariene invloed uit het gebied verdwenen was en in een vrij rustig milieu.

Dat het begin van het Weichseliaan niet overal gepaard ging met erosie, kon aangetoond worden in een ontsluiting te Beernem. Het veen van Eemiaan ouderdom gaat er in een vroeg Weichseliaan vegetatieniveau over ( DE MOOR & HEYSE & DE GROOTE, 1980 ).

Het is met andere woorden zonder palynologisch controle niet uit te maken of deze eenheid tot de afzetting van Oostwinkel, dan wel tot die van Eeklo ( het leem-veencomplex van Vijvekapelle ) of zelfs tot de afzetting van Beernem moet gerekend worden ( DE MOOR & HEYSE & DE GROOTE, 1978 ).

(\*) Testgebied Zuidbrugse Dallandschap.



#### 4.2.3.2. De eenheid FL1

##### Beschrijving

De eenheid FL1 bestaat uit een combinatie van verschillende lithosomen.: Meestal is het een grinthoudend zand.

Eerste lithosoom - De opvulling van de geulstructuren.

Het bestaat uit fijn tot middelmatig fijn zand, dat tot 5m dik kan worden. Het bevat verspreide grintfragmenten, waaronder silex (Ø 1cm), zandsteenfragmenten (Ø 1cm) en mariene en Tertiaire schelpresten.

Meestal vermindert het grintgehalte naar boven toe, de gemiddelde korrelgrootte en het gehalte aan fijne fractie vergroot daarentegen naar onder toe.

In de geulopvullingen komen ook kleiige lagen voor, afwisselend met zeer fijn zand dat plantengruis bevat.

De granulometrische heterogeniteit blijkt uit de figuur II.8. en uit de tabel II.11.

De samenstelling van de grove fractie staat inhoudelijk in verband met de lokale ondergrond en wijst op herwerking.

Dikwijls bevat de afzetting glauconiet en heeft ze een grijsgroene kleur (5GY7/1).

Ook de zware mineralensamenstelling wijst op lokale herwerking van het substraat.

De hoge frequentie van de ubiquisten en de metamorfe groep reflecteert het Tertiair substraat.

De geulen hadden een maximale breedte van 500m en de insnijdingsdiepte in de thalweg van Brugge-Moerkerke-Oedelem was niet dieper dan -7m.

Tweede lithosoom - De grinthoudende laag rond -1m O.P.

Gedeeltelijk bestaat die laag uit basisgrint, dat zich op een vervlakkingsniveau bevindt, dat gemodelleerd is in het Tertiair substraat. Deze laag bevat dan ook veel herwerkt Tertiair materiaal met in de meest oostelijke uitbreidingen Tertiaire schelpfragmenten, afkomstig uit het Lid van Oedelem ( eenheid L5 ).

Deze laag bedekt ook de diepere geulopvullingen (lithosoom 1 ).



### Derde lithosoom - De plattrogvormige geulstructuren in de kustvlakte.

Hiertoe rekenen we de plattrogvormige ondiepe geulstructuren met tangentiële tot parallelle inwendige stratificatie, waarin dikwijls kleikeien en leemintercallaties voorkomen.

Dit lithosoom wordt aan de basis van de Weichseliaan sequentie aangetroffen in het noordwestelijk deel van het kaartblad Brugge. Op bepaalde plaatsen wordt hier zelfs grint aangetroffen.

#### Voorkomen

Deze eenheid FL1 komt voor op het kaartblad Brugge tussen 0 en -7m O.P.

De bovengrens verloopt subhorizontaal op een hoogte van 0 tot -1m. De basisgrens varieert tussen -7 en 0m. De dikte van de laag varieert aldus van 0.5 tot 7m. Beide grensvlakken zijn erosief.

Deze eenheid is ook typisch voor het zuidoostelijk deel van het kaartblad Brugge. Dikwijls vormt FL1 zelfs de basis van de Kwartaire afzettingen.

Lokaal kan de eenheid FL1 ook in eenheid FL2 ( zie verder ) opgenomen zijn ingevolge latere erosie. Wanneer FL2 niet voorkomt, zijn beide eenheden niet van elkaar te onderscheiden. Naar het noorden van de actuele kustvlakte vertandt FL1 met de eenheid FZ ( zie verder ), die tussen dezelfde hoogte-intervallen wordt aangetroffen.

In de randzone van de kustvlakte ontbreekt vaak de eenheid FL1, zoals te Sint Kruis bijvoorbeeld; Daar rust het leemcomplex LC rechtstreeks op de mariene Eemiaan afzettingen.

#### Genese

FL1 heeft een ingewikkelde ontstaansgeschiedenis. De afzetting bestaat uit fluviatiele sedimenten, gesedimenteerd na erosie van brede geulstructuren.



De bovenste grintrijke zone heeft gedeeltelijk een residueel karakter. Het ontstond gedurende een algemene denudatieperiode, waarbij laterale uitbreiding van de thalweg optrad.

De in noordelijke richting afnemende korrelgrootte, met laterale overgang tot het lithofacies FZ kan het gevolg zijn van de snelheidsafname op plaatsen waar de thalweg breder werd ( puinwaaier effect ).

In de laag FL1 zijn geen dateerbare niveau's aan te duiden.

#### Lithostratigrafische situering

Meestal wordt deze eenheid aan de basis van de Weichseliaan sequentie aangetroffen en is ze correleerbaar met de afzetting van Brugge ( DE MOOR & DE BREUCK, 1973 ; MOSTAERT, 1980 ).

Het lithotype van de eenheid FL1 ligt in dezelfde relatieve stratigrafische positie als de afzetting van Dendermonde ( DE MOOR, 1974 ).

Te Brugge is de eenheid echter veel minder grof en heeft die een veel beperktere uitbreiding, ten opzichte van de grove afzettingen aan de basis van de Weichseliaan sequenties in de Vlaamse Vallei.

In de randzone van de Vlaamse Vallei werd de afzetting van Ronsele ( DE MOOR & HEYSE, 1974 ) ingevoerd. Deze is correleerbaar met het lithotype van de eenheid FL1.

Bepaalde lithofacies van FL1 zijn sedimentgenetisch, stratigrafisch of lithologisch niet te onderscheiden van het zand van Waarschoot, een lithosoom van de afzetting van Eeklo ( HEYSE, 1975, 1978 ).



#### 4.2.3.3. De eenheid LC2

##### Beschrijving

De eenheid LC2, een leemcomplex, is samengesteld uit een aantal te onderscheiden lithosomen. Meestal komt van onder naar boven een successie van fijn, zand over lemig zand tot leem voor. Soms zijn meerdere van die sequenties gesuperponeerd of enkel gedeeltelijk aanwezig.

##### De lemige lithosomen.

Bestaan meestal uit een zandarme leem tot kleiige leem met plantenresten. Discontinue humeuze en roestige tussenlagen komen voor. Het sediment is kalkhoudend met zeldzame landmollusken en zoetwaterschelpen of broos onherkenbaar schelpgruis. Meestal zijn die lagen homogeen opgebouwd. Dunnere zware leemlagen zijn soms onregelmatig horizontaal gelamineerd.

Dit lithosoom heeft een dikte van 30 tot 200cm.

##### De zandige lithosomen.

Ze bestaan uit fijn tot zeer fijn leemhoudend zand, dat fijner wordt naar boven toe. Verder komen noch plantenresten, noch schelpresten voor.

##### De venige lithosomen

Van Sint Kruis tot Damme wordt tussen -3 à -4m O.P. aan de basis van het leemcomplex een veenlaag aangetroffen, waarvan de polleninhoud de koude periglaciaire omstandigheden illustreert. Meestal bestaat die venige laag uit een afwisseling van dunne humeuze laminae in een zandige leem.

##### Verspreiding

Deze eenheid kent zijn belangrijkste dikte ter hoogte van Sint Kruis, ten zuiden van de Tertiaire opduiking. Daar kunnen de onderbroken leemlagen tot 4m dik worden. In de kustvlakte zijn de lemige intercallaties ten zeerste beperkt en domineert het zandfacies. De continue zandlagen worden er allen tot de eenheid FZ gerekend.



Enkel in het noordelijk deel van het kaartblad Brugge heeft het leemcomplex nog enig belang.

In het Zuidbrugse dallandschap komt de eenheid LC2 voor onder de vorm van dunne leemlagen afwisselend met zandige niveau's.

Lithofacies van deze eenheid werden beschreven in de ontsluitingen Sint Michiels en Loppem.

De laag ontbreekt waar het Tertiair substraat hoger ligt dan Om. Kaart II.11. geeft de areale uitbreiding weer van de eenheid LC op het kaartblad Brugge.

### Genese

Gezien de laterale uitbreiding, moet deze eenheid ontstaan zijn in een vrij breed vlakbodemdal, waarin plassen of seizoenele overstromingsvlaktes voorkwamen.

De complexe successie van leem- en zandlagen wijst op energieveranderingen bij de laterale verschuivingen in het fluviatiele systeem. Dit alles gebeurde onder koude omstandigheden.

### Lithostratigrafische situering

Deze eenheid LC2 heeft dezelfde karakteristieken als het lithofacies van het leem-veen-complex van Vijvekapelle, behorend tot de afzetting van Eeklo ( DE MOOR & HEYSE, 1974 ). Die eenheid wordt ook nog aangeduid als het complex van Moershoofd ( DE MOOR & HEYSE, 1974 ) en als de formatie van Sijsele ( TAVERNIER & DE MOOR, 1974 ).

De eenheid LC2 komt stratigrafisch overeen met de "peaty loam formation" ( PAEPE, 1967 ).

Zoals later uit de chronostratigrafische beschouwingen zal blijken, is deze afwisseling van zand, leem en veen in de tijd moeilijk vast te leggen.



#### 4.2.3.4. De eenheid FZ

##### Beschrijving

Het zijn fijne tot zeer fijne heterogene zanden, soms afwisselend met lemige intercallaties. Sporadisch komen humeuze tussenlagen voor met verspreide plantenresten. Aan de basis kunnen herwerkte en verweerde mariene schelpkleppen worden aangetroffen. Een aantal lithofacies kunnen onderscheiden worden :

1. Subhorizontaal tabulair gelamineerd facies.

De laminatie werd veroorzaakt door geringe granulometrische verschillen in het samenstellend fijn zand.

2. Facies met gehomogeniseerde zandlagen.

Het zand bevat vage humeuze intercallaties die frequent in chaotische cryoturbaties werden opgenomen.

De zandlagen liggen in de bovenste anderhalve meter van FZ.

3. Fijn grijs zandfacies

Sporadisch komt plantengruis voor, naast verweerde schelpkleppen en -fragmenten. Dit facies heeft vooral belang in het noordoostelijk deel van het kaartblad Brugge, waar het zijn maximale dikte bereikt en waar het de enige continentale afzetting is onder FL2.

##### Voorkomen

De eenheid FZ heeft een vrij algemeen voorkomen, waar oudere Weichseliaan sequenties dan FL2 aanwezig zijn.

FZ bevindt zich tussen -7 en 0m O.P. In het zuidoostelijk deel van het kaartblad Brugge en in de randzone van de kustvlakte rust het op LC2.

Meer naar het noorden vertaandt de eenheid met LC2. Daar neemt het belang van de lemige intercallaties immers af.

Waar de eenheid LC2 in het noordwestelijk deel van het kaartblad Brugge ontbreekt, kan FZ het noordelijk equivalent van de eenheid FL1 omvatten.



Kaart II.10. geeft de basistopografie van het Weichseliaan in het noordelijk deel van het kaartblad Brugge weer. In feite gaat het om de basistopografie van de eenheid FZ.

We onderscheiden de subeenheden FZa, die rust op LC2 en FZb waar LC2 ontbreekt.

### Genese

De eenheid FZ heeft een polygenetische oorsprong. In de ontsluitingen te Sint Pieters ( MOSTAERT, 1980 ) konden we de hoofdzakelijk fluvio-periglaciaire oorsprong afleiden. De bovenste facies ( lithofacies 2 ) vertoonden opvallende gelijkenissen met de lithofacies van de eenheid NE, die door niveo-eolische processen werden afgezet. De diverse vorstwiggen en chaotische cryoturbatie niveau's werden er in superpositie aangetroffen. Lemige, soms humeuze lagen in ondiepe geulen afgezet, werden postsedimentair in een waterverzadigde opdooilaag opgenomen met vorming van druipstaarten. De grote secundaire verstoringen die vertrokken vanuit de bovenliggende eenheid FL2 drongen tot diep in de eenheid FZ door.

### Lithostratigrafische situering

De eenheid FZ is correleerbaar met de zandige facies van de afzetting van Eeklo ( DE MOOR & HEYSE, 1972 ).

#### 4.2.3.5. De eenheid FL2

### Beschrijving

We onderscheiden enerzijds een grintvloer en anderzijds een grinthoudende zandlaag.

1. De subhorizontaal verlopende grintvloer bestaande uit een heterogeen grint.

De grootte van de grintfragmenten neemt af in noordwestelijke richting. Te Lissewege zijn die fragmentjes niet groter dan 0.5cm. Te Damme troffen we de grofste fragmenten aan met silexen tot 3.5cm diameter.



Functie van de laterale afstand tot het Tertiair substraat, op een niveau hoger dan +1m O.P. gelegen, bevat de grintvloer herwerkt Tertiair materiaal zoals zandsteenfragmentjes, schelpstukjes, Tertiaire silex (\*) ( Tabel II.7. ).

In bepaalde ontsluitingen ( Molenstraat en Blankenbergse Steenweg ) (\*\*) werden Kwartaire mariene schelpen in de eenheid aangetroffen.

2. Lateraal aansnijdende trogvormige sets, opgevuld met grinthoudend zand.

De inwendige gelaagdheid is parallel tot tangentieel trogvormig. Soms komen microribbelstructuren voor, wijzend op transport in stromend water.

De eenheid FL2 is lokaal synsedimentair aangetast door vorstverschijnselen van diverse aard : fossiele ijwiggen, ketelvormige verstoringen enz. In elk geval waren de ijwiggen niet meer actief bij het beëindigen van de vorming van de grintvloer. Ze ontstonden wel nadat er reeds grint in het gebied was aangevoerd.

#### Voorkomen

De dikte van de eenheid FL2 wordt nooit groter dan 1m. In vele gevallen betreft het niet meer dan een discontinu grintniveau. Zowel de basisgrens als de top zijn scherp erosief.

FL2 komt vrij algemeen voor in de randzone van de kustvlakte. Naar boven toe wordt de eenheid er begrensd door de eenheid NE ( zie verder ).

De top van de eenheid kent langs de polderrand een vrij vlak verloop op 0m O.P. Ter hoogte van Lissewege, met andere woorden zeewaarts, ligt het discontinu op het peil -0.5m.

In de randzone van de kustvlakte loopt FL2 zuidwaarts uit tegen het opduikend Tertiair substraat.

In het Zuidbrugse dallandschap ligt een grintniveau in dezelfde stratigrafische positie op +2m O.P. te Loppem, op +1m O.P. te Sint Michiels, en op +0.5m te Assebroek.

(\*) Tertiaire silex : is silex die reeds gedurende het Tertiair in de mariene lagen werd afgezet. Meestal gaat het om zwarte boonvormige exemplaren, die geen cacholon verweringsrand hebben.

(\*\*) Testgebied Brugge Polderrand.



Waar het Tertiair hoger voorkomt dan +lm, spreken we in principe niet meer over de eenheid FL2, maar over het basisgrint, dat gedeeltelijk in dezelfde periode en onder analoge omstandigheden ontwikkelde.

Onder de eenheid FL2 werden grote fossiele ijswiggen en andere vorstverschijnselen aangetroffen, die al dan niet afgetopt werden. Waar FL2 een Kwartair basisgrint vertegenwoordigt, ontbreken de grote vorstverschijnselen.

### Genese

De eenheid FL2 werd oorspronkelijk afgezet in een verwilderd rivierstelsel in een zeer breed vlakbodemdal.

De afzetting is met andere woorden tot stand gekomen in een overstromingsvlakte, waar sterk wisselende debieten en intense snelheidsfluctuaties konden heersen. Relatief slecht gesorteerde zanden, soms zelfs met een belangrijke fijne fractie werden afgezet.

De samenstelling van het grint met Tertiaire en Kwartaire mariene schelpen wijst enerzijds op een aanvoer vanuit de dichte omgeving en anderzijds op voldoende energie om de grintfragmenten minimaal enkele honderden meter te verplaatsen. In Damme, ter hoogte van het mondingsgebied van de paleo-Waardammevallei, moet de energie het belangrijkste geweest zijn.

Verder zeewaarts waren de omstandigheden rustiger en konden enkel de fijnste grintfragmenten vertransporteerd worden.

Na de fluviatiele aanvoer van het sediment, in een tweede fase van ontwikkeling, werd het grint aangerijkt, waarbij een nagenoeg subhorizontaal verlopend oppervlak ontstond. De topografie van dit erosieoppervlak, de aard van de bovenliggende sedimenten (eolisch) en van het residueel sediment zelf, met windkanters, zijn aanwijzingen voor het gedeeltelijk ontstaan van de grintvloer door deflatie.

In het zuidelijk deel van het studiegebied wordt de erosie aan de top van de afzetting ook aan fluviatiele werking toegeschreven. We konden er geen aanrijking tot een keivloer of zelfs windkanters waarnemen. Meerdere grintniveau's komen in superpositie voor.



In de zuidelijke dalopvullingen liggen bovendien alluviale en colluviale afzettingen op de grintrijke lagen ( eenheid ALL, zie verder ).

#### Lithostratigrafische situering

Op basis van de hoogteligging, de positie in de sequenties ten opzichte van secundaire verstoringen en humeuze gidsniveau's, kunnen we het facies van de grintvloer correleren met "het grintniveau van Sarepta" ( HEYSE, 1975, 1978 ) behorend tot de afzetting van Eeklo ( DE MOOR & HEYSE, 1975, 1978 ).

Gezien de aard van de bovenliggende eenheid NE is het eerder gesuggereerde verband tussen het grintniveau FL2 en dat van Middelburg ( MOSTAERT, 1980 ) niet houdbaar.

De eenheid kan sedimentgenetisch, stratigrafisch en op basis van de positie ten opzichte van gedetailleerde gidsniveau's, vergeleken worden met het Beuningen Complex ( VAN DER HAMMEN, 1972 ; KÖLSTRUP, 1980 ).

#### 4.2.3.6. De eenheid NE

##### Beschrijving

De eenheid NE bestaat uit een fijn zand ( gemiddeld  $142\mu\text{m}$  ) met een verwaarloosbare fractie grover dan  $500\mu\text{m}$  en een maximale hoeveelheid fijne fractie (  $< 50\mu\text{m}$  ) van 15%. Het sediment is meestal kalkhoudend (  $< 5\%$  ), behalve in de bovenste meter. De gelaagdheid wordt gekenmerkt door een subhorizontale tabulaire microlaminatie ( 1 cm dikke lamellen ) met afwisselend dunne laminae uit witgrijs zand en leemhoudend grijs fijn zand. Op bepaalde plaatsen komen ondiepe plattrogvormige sets voor met analoge subparallelle lamellenparen. Aan de basis van de eenheid zijn lokaal kruisgelaagde sets waarneembaar met unidirectioneel gerichte foresets, die steil hellen ( tot 30% ), zonder hellingsvermindering aan de basis. Daarnaast worden trogvormige sets, chaotische microverstoringen en fossiele vorstwiggen en -spleten genoteerd.



De eenheid wordt onderbroken en begrensd door een aantal humeuze niveau's :

NE/V1 : Bestaat uit leemhoudende humeuze laminae van enkele cm breed, die afwisselen met fijn zand.

Dit niveau is vrij algemeen op enkele tientallen centimeters boven het grintvloertje van de eenheid FL1.

NE/V2 : Bestaat uit een humeus lemig zand. Meestal is het niveau tabulair gelamineerd met laminadikte van 1 tot 3cm. Landmollusken ( Lymnea sp. ) en plantenresten liggen verspreid. De laag is maximaal 30cm dik.

In het zuidelijk deel van Brugge komt die eenheid vrij algemeen voor tussen +2 en +4m O.P., maar fragmentair in het noordwestelijk deel van het kaartblad Brugge, weliswaar op dezelfde hoogtes, enerzijds als een venige laag, anderzijds als een vage bodemhorizont.

In lokale depressies, die echter hoger liggen dan 4m O.P., werden analoge sequenties aangetroffen zoals te Sint Andries - Beisbroek, Brugge Maleveld ( VERBRUGGEN, 1972 ; VAN HOORNE & VERBRUGGEN, 1975 ; VERBRUGGEN & VAN DONGEN, 1977 ).

NE/V2 zijn plasafzettingen, die in een grote afgesloten laagte afgezet werden. Warmere en meer vochtige omstandigheden kunnen een verhoging van de watertafel veroorzaakt hebben, waardoor de plassen ontstonden in een eolisch landschap.

Enkel in de drogere fasen wordt eolische werking mogelijk en kunnen zandige intercallaties sedimenteren.

De plasafzettingen kunnen ook in verspreide deflatie-kommen ontstaan zijn.

### Voorkomen

Deze eenheid NE rust op de grinthoudende zanden van de eenheid FL2 en wordt bedekt door de afzetting DK of onmiddellijk door Holocene sedimenten. In dit laatste geval is de bovenlaag dikwijls gepodzoliseerd.



De basisgrens is dus erosief en ligt vrij constant tussen -0.5 en +0.5m O.P. De bovengrens bereikt in de kustvlakte maximaal het peil +2.5m.

In het zuidwestelijk deel van het kaartblad Brugge komen ook op grotere hoogte vergelijkbare sedimenten voor onder de eenheid DK. Ze rusten op een grintvloer, die meestal rechtstreeks het Tertiair substraat bedekt.

Uitzonderlijk is de eenheid bovenaan begrensd door een zeer discontinue grintvloer ( +3m O.P. ).

Ten zuiden van Assebroek ontbreekt de eenheid NE en komt in dezelfde stratigrafische positie de eenheid ALL voor.

Het lithotype werd beschreven in de ontsluitingen Damse Vaart-Polderhoek en Sint Pieters Molenstraat (MOSTAERT, 1980)(\*).

### Genese

De kruisgelaagde sets aan de basis hebben een eolische oorsprong. Deze initiële duinvormen konden ontstaan, terwijl op andere plaatsen de deflatie met vorming van het grintvloertje verder doorging. De dominante aanvoer kwam uit het NNW tot NW. De subhorizontale gelaagdheid met alternatie van fijner en iets grover materiaal kan het gevolg zijn van transport en afzetting door sneeuw respectievelijk tijdens de zomer en winter ( VAN DER HAMMEN, 1951 ). Volgens G. DE MOOR & W. DE BREUCK (1973) heeft naast de niveo-eolische sedimentatie ook het niveo-pelluculair ruissellement zijn belang. De trogvormige sets vertegenwoordigen niveo-fluviatiele omstandigheden.

De netto aggradatie wordt verklaard door het naar omhoog meevolueren van de permafrost, waardoor ook de basis van de mollisol verhoogt en ook de potentiële erosiebasis ( DE MOOR & DE BREUCK, 1973 ). De dunne chaotische verstoringen in die mollisol kunnen ontstaan zijn ingevolge massabewegingen langs lokale geuloevers of door invriezingsverschijnselen.

Het blijft de vraag of er gedurende de afzettingsperiode nog wel een al dan niet discontinue permafrost aanwezig was.

(\*) Testgebied Brugge Polderrand.



### Lithostratigrafische situering

Deze eenheid NE is gezien zijn stratigrafische positie vergelijkbaar met het zand van Noordermeers ( HEYSE, 1975 ) uit het bovenste deel van de afzetting van Eeklo ( DE MOOR & HEYSE, 1975 ).

De afzetting van Sint Andries, zoals die door G. DE MOOR & W. DE BREUCK (1973) werd ingevoerd in Meetkerke en door F. MOSTAERT (1980) op het kaartblad Brugge werd geïndividualiseerd, heeft alle kenmerken gemeen met de eenheid NE.

#### 4.2.3.7. De eenheid ALL

### Beschrijving

Deze eenheid ALL bestaat uit een complexe afwisseling van zand, klei en leem. We onderscheiden volgende lithosomen :

1. Zandige leem met verspreide plantenresten  
Inwendige gelaagdheid ontbreekt.
2. Zand-klei alternatie  
Hierin kan zowel klei als zand dominant zijn.  
De dikte van de zand- en kleilaminae wisselt volgens een onregelmatig patroon.
3. Homogene zandlagen met onregelmatige dikte  
De zandfractie bestaat altijd uit fijn tot zeer fijn zand.  
Tijdens de aggradatie is er geen grof materiaal verplaatst.  
Sporadisch komen microribbelstructuren voor.  
Laterale en verticale facieswisselingen zorgen voor het sterk wisselend karakter van de eenheid.

### Voorkomen

De kleiige facies komen voor in het Zuidbrugse dallandschap tussen +1 en +3m O.P. ALL wordt bedekt door de eenheid DK of NE.

De eenheid ALL vertaandt met de eenheid NE ter hoogte van Assebroek. Erosief rust ALL op de grintniveau's behorend tot de eenheid FL2. Op zijn beurt wordt ALL bedekt door de eenheid DK of door NE.



### Genese

De sedimentaire successie bewijst het wisselend regime met fluctuerende stroomsnelheden, de complexiteit van het zeer breed fluviatiel stelsel en de koude omstandigheden bij afzetting.

Deze fluviatiele sedimenten kunnen gedeeltelijk afgezet zijn in fasen met intense eolische activiteit.

### Lithostratigrafische situering

Deze eenheid is vooralsnog moeilijk in bestaande lithostratigrafische modellen in te passen.

#### 4.2.3.8. De eenheid M

### Beschrijving

Deze eenheid bestaat uit kalkgyttja (> 70% kalk, < 5% zandfractie), maximaal 50cm dik. Onderaan schelphoudend en overgaand in een afwisseling van klei en zand laminae van de eenheid ALL. Naar boven gaat die eenheid over in een venige laag.

### Voorkomen

Deze eenheid werd enkel aangetroffen in de depressies van Trudoledeke-Beversveld.

### Genese

De afzetting greep plaats in natuurlijke depressies, die ontstonden door de vorming van een eolische rug, de zogenaamde dekzandrug die opgebouwd is uit de eenheden DK en NE.

Het water werd afgedamd in die depressies, waarbij ondiepe afvoerloze meren ontstonden.



#### 4.2.3.9. De eenheid DK

##### Beschrijving

De eenheid DK bestaat uit fijn zand ( 160µm gemiddeld ), dat in de bovenste meters ontkalkt is. Meestal is de verdeling unimodaal en goed gesorteerd.

Verstoringsen van cryogene aard zijn zeer zeldzaam.

We onderscheiden een aantal sublithofacies :

Facies 1 : Homogene kalkloze zanden

Facies 2 : Subhorizontaal tabulair gelamineerde zanden met lamina - dikte van 0.5 tot 2cm.

Facies 3 : Kruisgelaagde zanden met unidirectionele foresets die tot 35° hellen in zuidelijke richting. De foresets maken meestal scherpe hoeken met de onderliggende sets.

Facies 4 : Zanden met tabulaire gelaagdheid met licht hellende (< 5%) setgrenzen.

##### Voorkomen

Deze eenheid dagzoomt tussen Stekene, Maldegem en Gistel. en vormt een samengestelde oost-west verlopende rug.

We onderscheiden 3 zones :

1. De opduiking van het Tertiair te Sint Andries-Varsenare

De eenheid DK is er 1 tot 3m dik. Ter hoogte van de gesuperponeerde O-W verlopende rugen is de dikte het grootst en beantwoordt het lithofacies het best aan de algemene vooropgestelde karakteristieken.

2. De opgevulde thalweg Brugge-Oedelem-Moerkerke

Waar de eenheid DK rust op de afzetting NE/V2 of op een zeer discontinu grintniveau of op NE waar NE/V2 ontbreekt, kan de dikte van DK tot 5m oplopen.

De zuidelijke uitbreiding vormt de steile begrenzing van de rug van Gistel-Stekene.

3. De zuidelijke randzone van de actuele kustvlakte

In de kustvlakte komt de eenheid DK enkel voor waar het Pleistoceen substraat hoger reikt dan het peil 2m.



## Genese

De afzetting DK is voornamelijk door eolische werking ontstaan met dominante aanvoerrichting uit het noorden en dit in koude en droge omstandigheden.

Diverse duinvormen met zowel tabulaire subhorizontale inwendige gelaagdheid als typische kruisgelaagdheid komen voor.

## Lithostratigrafische situering

De eenheid DK komt overeen met een gedeelte van de afzetting van Maldegem ( DE MOOR & HEYSE, 1974 ).

Tot de afzetting van Maldegem worden ook de eolische zanden gerekend, die tussen en onder de venige intercallaties voorkomen, dus ook de laag die overeenkomt met de eenheid NE/V2.

De eenheid DK is vergelijkbaar met het Jongere Dekzand I en II uit het Wierden Lid van de stratigrafische kolom, opgesteld voor Nederland, volgens VAN DER HAMMEN & WIJNSTRA (1971).

## Het granulometrisch onderscheid tussen de eenheden NE en DK

De eenheden DK en NE zijn dikwijls moeilijk van elkaar te onderscheiden. De granulometrische kenmerken van deze eenheden staan getabelleerd ( Tabel II.11. ).

Op basis van de mediaanverschillen, de geografische ligging en de hoogteligging ( Fig. II.9. ) wordt een indeling voorgesteld van de stalen uit NE en DK.

Type A met een mediaanwaarde tussen 115 en 130 $\mu$ m.

Het verspreidingsgebied van dit type ligt ten noorden van het kanaal Brugge-Oostende en ten noorden van de opduiking van het Tertiair substraat te Sint Kruis, beneden het peil +2.5m.

Type B met mediaanwaarde tussen 150 en 180 $\mu$ m.

Meestal komen deze grofste sedimenten voor in de bovenste zone van de eenheid.

Dergelijk type ligt verspreid over het kaartblad Brugge, boven het peil +2.5m. In het zuidwestelijk deel ervan rust het op een fijnere basislaag.



De dikte waarover dit type wordt aangetroffen, kan tot enkele m bedragen. Ten noorden van de kanalen Oostende-Brugge-Damme is de dikte maximaal 0.5m.

In het noordoostelijk en het noordelijk deel van het kaartblad Brugge ontbreekt het type, ofwel werd het er nooit afgezet ofwel werd het in later instantie geërodeerd.

Type C met mediaan tussen 135 en 140 $\mu$ m

Dit type met vrij constante mediaanwaarde komt voor boven +4m O.P. Het werd steeds waargenomen op plaatsen waar het Tertiair substraat hoger dan +3m O.P. lag.

Type D met mediaan tussen 115 en 130 $\mu$ m

Dit zand, met analoge kenmerken als het type A, rust rechtstreeks op de Tertiaire afzettingen, beneden het peil +4.5m en boven 2.5m O.P.

#### 4.2.4. AANVULLINGEN

In bepaalde testgebieden werden eenheden aangetroffen, die niet in de voorgestelde lithostratigrafische kolom in te passen zijn, door hun diachroon karakter of door het ontbreken van stratigrafische indicatoren.

##### 4.2.4.1. De eenheid K

#### Beschrijving

Deze eenheid bestaat uit een heterogene klei, meestal met vrij analoge kenmerken als de Tertiaire eenheden L4.

Lokaal bevat de klei plantenresten, verspreide silexen en venige intercallaties. De bovengrens is meestal erosief (grintniveau). Aan de basis rust deze laag soms op een zandsteenbank, maar steeds op het Tertiair substraat.

#### Voorkomen

Deze laag komt vrij algemeen voor op de rug van Sint Andries. Ze is er maximaal 1m dik en komt voor op een zwakke helling tussen +20 en 0m. In het uiterste ZW van het kaartblad Brugge dagzoomt de eenheid.



## Genese

De eenheid K bestaat uit Tertiair materiaal, dat verplaatst werd onder invloed van hellingsprocessen ( solifluctie ). De afzetting werd postsedimentair gecryoturbeerd door chaotische cryoturbaties en vorstwiggen.

### 4.2.4.2. Het grintniveau BG1

Hiermee bedoelen we de continue grintvloer, die voorkomt onder de eenheden NE of DK en die rechtstreeks rust op het onverstoorde Tertiair substraat ( basisgrint ) of op de eenheid K ( afzetting van Varsenare ).

Hoewel de Weichseliaan ouderdom van beide eenheden BG en K meest waarschijnlijk lijkt, ontbreken vooralsnog chronostratigrafische argumenten om dit definitief te bevestigen. Na de grintaanvoer en de denudatiefase kon een hiaat zijn opgetreden, dat zelfs kan overeenstemmen met een volledige interglaciale periode.



### 4.3. SEQUENTIËLE ANALYSE VAN DE VORSTVERSCIJNSELEN

#### 4.3.1. PROBLEEMSTELLING

Zoals uit de lithostratigrafische beschouwingen blijkt wordt de Weichseliaan sequentie gekenmerkt door herhaalde accumulatieve fasen, onderbroken door erosieve- en sedimentaire hiaten.

Een volledig beeld van de paleoklimaatsevolutie zal met andere woorden nooit kunnen geleverd worden.

Een inventarisatie van de vorstverschijnselen op grotere schaal zou toelaten de lokale sequenties van de meer algemene niveau's met vorstverschijnselen te onderscheiden.

Bepaalde vorststructuren kunnen ondanks voornoemde beperkingen, als gidsniveau's in de Weichseliaan sequentie afgebakend worden. De hoofdvoorwaarde hiertoe is de mogelijkheid tot identificatie van deze verschijnselen naar vorm, grootte en stratigrafische positie ten opzichte van secundaire sedimentaire structuren. De vorstverschijnselen dienen daarenboven relatief uniek voor te komen in de sequenties.

De grote fossiele, opgevulde ijswiggen in de Weichseliaan sequenties te Brugge voldoen aan deze voorwaarden. Er is slechts één niveau gekend, ter hoogte van de eenheid FL2, waar vorm en grootte diagnostisch zijn. Bovendien komen de ijswiggen er voor onder een vrij algemene grintvloer.

De onderscheiden vorstverschijnselen met hun stratigrafische positie worden weergegeven in figuur II.10 en dit voor elke ontsluiting waar de Weichseliaan afzetting werd waargenomen.

#### 4.3.2. BESLUITEN

In de fase voorafgaand aan de vorming van de grote ijswiggen werden herhaaldelijk verstoringen geïnduceerd ten gevolge van diverse opdooilaag verschijnselen. De successies wijzen op een continue sedimentaggradatie waarbij de top van de bevroren laag mee naar omhoog evolueerde. De cryoturbatie structuren ontstonden in een relatief ondiepe, waterverzadigde opdooilaag.



Het effect van de werking van de opdooilaag was niet overal hetzelfde. Het was afhankelijk van lokale factoren. In ontsluitingen ten zuiden en ten oosten van Brugge kan worden aangetoond dat sedert 30700 BP door cryoturbatie in een 50cm dikke laag, intense verstoringen zijn opgetreden. Op andere plaatsen komen gesuperponeerde dunne verstoringsniveau's voor, onderbroken door onverstoorte sedimenten ( HEYSE, 1975 ; DE GROOTE, 1977 ; VANDENBERGHE & GULLENTOPS, 1974 ). Deze verschijnselen wijzen op het differentieel belang van de sediment-aggradatie. Herhaalde fasen met intense opdooilaag-activiteit kunnen bij geringe sedimentatie steeds dezelfde laag aantasten. De lokale relatieve dikte van de opdooilaag bepaalt evenzeer de potentiële verstoringen. De aard van de sedimenten speelt een rol bij het herhaaldelijk opdooien en invriezen. De lemige sedimenten en de veenlagen zijn gevoeliger voor vervorming door ijswerking dan de homogene zandige lagen.

Sommige fossiele ijswiggen doorsnijden duidelijk de onderliggende involutieniveau's. Deze laatsten ontstonden wanneer de permafrost ( eventueel de seizoenaal bevroren grond ) lager lag dan tijdens de ijswigontwikkeling. De onverstoorte ijswigstructuren zijn onder de opdooilaag ontstaan. In de sequenties kunnen we dan ook twee hoofdniveau's onderscheiden waarin de involuties zich manifesteren ; respectievelijk dat voor en dat na of tegelijk met de vorming van de ijswiggen. Deze laatste fase eindigde vóór de definitieve grintvloer-vorming (FL2). In beide niveau's worden druipstaarten en micro-inzakingsstructuren aangetroffen. De ketelvormige structuren te Meetkerke zijn ontstaan na een erosiefase van de ijswiggen ( DE MOOR & DE BREUCK, 1973 ). Bij het geleidelijk verdwijnen van de permafrost werden eveneens secundaire sedimentaire structuren gevormd, zoals ketelvormige structuren en belangrijke druipstaarten.

De verstoringen in de sedimenten boven het grintniveau FL2 omvatten vorstspleten, golfvormige opplooiingen en chaotische secundaire structuren. Het onderste niveau met chaotische verstoringen ter hoogte van NE/V1 is vrij algemeen in het studiegebied. In de eenheden NE en DK werden kleinere vorstspleten aangetroffen en zeer dunne niveau's met chaotische turbaties.



#### 4.4. CHRONOSTRATIGRAFISCHE CORRELATIES

De meeste onderscheiden lithostratigrafische eenheden werden gecorreleerd met afzettingen gekend uit omgevende gebieden. Deze correlaties, gebaseerd op de kenmerken van lithotypes, garanderen de chronostratigrafische equivalentie niet. In het Brugse komen slechts een zeer beperkt aantal veenlagen, humeuze niveau's en bodemniveau's voor die lateraal vervolgbaar zijn, en als dusdanig voor chronostratigrafisch onderzoek in aanmerking komen.

Voor sedimenten jonger dan 30000 jaar was het mogelijk de chronostratigrafische betekenis van de onderscheiden eenheden te bepalen. Voor de interpretatie van de oudere sedimenten waren onvoldoende gegevens beschikbaar.

Te Beernem werden belangrijke sedimentpakketten aangetroffen, daterend uit de Vroeg-Weichseliaan periode. Ze bevatten veenlagen van vóór het Moershoofd interstadiaal ( DE MOOR, HEYSE & DE GROOTE, 1978 ; DE MOOR, 1982 ).

Deze Eo-Weichseliaan sedimentatie wordt gekenmerkt door sequenties met diverse cryoturbatie-niveau's.

Door fluvio-periglaciaire werking gedurende de algemene denudatiefasen werden de meeste Eo-Weichseliaan sedimentpakketten stroomafwaarts van Beernem in het rivierbekken van de Waardamme Reie geërodeerd.

De eenheid LC1 kan een overblijfsel zijn van de oudste Weichseliaan periode.

Venige lagen in de eenheden FZ en LC werden gedateerd in het zuiden van Brugge ( VANDENBERGHE et al., 1974 ) en te Sijsele ( DE GROOTE, 1977 ). De veenlagen en tussenliggende zanden zijn in het Denekamp interstadiaal ( 33000 - 28000 BP volgens VAN DER HAMMEN & WIJNSTRA, 1971 ) tot stand gekomen.

Een eerste belangrijke denudatiefase met vorming van FL1 moet reeds vóór dit interstadiaal zijn opgetreden. De erosie had een toenemende impact in noordelijke richting en tastte de afzettingen bezuiden Beernem nauwelijks aan, zodat daar de pre-Moershoofd sedimenten konden blijven bestaan ( DE MOOR, 1982 ).



Gedurende de tweede algemeneerosiefase (FL2), die we correleren met het Beuningen Complex, werden ook oudere afzettingen geërodeerd. In het noordelijk deel van het kaartblad Brugge ontbreken de venige intercallaties in FZ. Enkel in druiptaaarten bleven de venige tussenlagen bewaard.

E. KÖLSTRUP ( 1980 ) heeft op basis van talrijke gegevens uit verschillende streken het einde van de fluviatiele fase bij de vorming van de Beuningen-laag rond 15500 BP gesitueerd. De sedimentatie-omstandigheden van de bewaarde afzettingen, gevormd tussen het Denekamp interstadiaal en het beëindigen van de grintlagvorming waren hoofdzakelijk van fluvio-periglaciaire aard ( eenheden FZ, LC en FL2 ). Enkel in het bovenste deel onder de grintvloer komen niveo-eolische sedimenten voor, in het bijzonder ten noorden van Brugge.

De veenlaag NE/V2 komt overeen met warmere en vochtige fasen. Ze werd gedateerd op basis van talrijke pollenanalyses en dateringen uit de omgeving van het studiegebied en wordt tot het tardiglaciaal ( Bölling-Alleröd ) gerekend, respectievelijk tussen 12500 - 12000 BP en 11800 - 11400 BP ( VAN HOORNE & VERBRUGGEN, 1975 ).

De veenlagen in die interstadialen afgezet, kunnen niet zonder palynologische controle onderscheiden worden.

De eenheid NE is ouder dan die onderste intercallaties ( Bölling ) en jonger dan het grintniveau. Ze werd afgezet tussen 15500 en 12500 BP.

Ook de eenheid ALL is na de vorming van het grintcomplex FL2 tot stand gekomen. De eindfase ligt echter niet vast. Op bepaalde plaatsen is de eenheid ALL bedekt door de eenheid DK. Op andere plaatsen evenwel komen enkel Holocene fluviatiele sedimenten voor op de eenheid ALL en ging de fluviatiele activiteit wellicht continu door, ook tijdens de eolische fasen van het Tardiglaciaal.

Het onderzoek met betrekking tot de venige intercallaties bevestigde dat de Bölling-laag meestal aanwezig is in de dekzandrug ( VERBRUGGEN, 1972 ; VAN HOORNE & VERBRUGGEN, 1975 ; VERBRUGGEN & VAN DONGEN, 1977 ) en dit aan de basis van de eolische afzetting die vergelijkbaar is met de eenheid DK.



De eenheid M is onderbroken doorgedaan vanaf de Bölling periode tot de Alleröd fase. Ter hoogte van Brugge is de ontwikkeling van de kalkgyttja (M) gestopt na het Alleröd ( VERBRUGGEN, 1972 ). De eenheid DK is de jongste Weichseliaan eenheid, waarin er sporen van vorstwerking werden bemerkt. Deze eenheid werd na het Bölling-interstadiaal afgezet, volgens C. VERBRUGGEN (1971), voornamelijk vóór het Alleröd. Andere gegevens bewezen dat er ook eolische activiteit bestond in het jongste Dryas ( HEYSE & DE MOOR, 1979 ).

De gedetailleerde studie van de chronostratigrafie van de Weichseliaan sedimenten behoorde niet tot de uitgesproken doelstelling van deze studie. De gepresenteerde deducties hebben enkel voor oog de sequenties in de bestaande schema's in te passen. Op het kaartblad Brugge zijn vooral de Boven-Pleniglaciale Weichseliaan afzettingen goed bewaard en goed identificeerbaar.

Op tabel II.12. worden de belangrijkste kenmerken van de eenheden synthetisch weergegeven.



## 5. DE HOLOCENE SEDIMENTEN

### 5.1. HET HOLOCEEN IN DE ZANDSTREEK

In de randzone van de kustvlakte trad slechts in zeer beperkte mate sedimentatie op gedurende het Holoceen.

Het grootste deel van de dekzandruggen kende enkel de ontwikkeling van een Holoceen bodemprofiel.

In de afgesloten depressies rust lokaal een dunne veenlaag op tardiglaciaale lacustriene en gyttja afzettingen.

In de beschouwde veenkommen veroorzaakte de invloed van de zeespiegelstijging slechts een geringe grondwaterverandering.

In de ontwikkelde valleien werd er gedurende het Holoceen vrij weinig sediment afgezet. Meestal zien we aan de basis van de Holocene alluviale sedimenten een venige laag, al dan niet bedekt door een dunne kleilaag. Ter hoogte van de doorbraakdalen komen lagen voor met accumulaties van herwerkte houtfragmenten.

In de depressie van Trudoledeke ontwikkelde zich in het Tardiglaciaal een dunne mergellaag. Hierop kon in het Holoceen veen sedimenteren in de vochtige overstromingsvlakten. Pollenanalyses van de veenlagen uit de doorbraakdalen doorheen de dekzandrug en van verspoelde veenlagen bewijzen hun Holocene ouderdom ( o.a. Post Romeins niveau ).

Enkel ten zuiden van Brugge ging vooralsnog, vanaf het Boreaal tot in het Subatlanticum, veengroei door ( VANDENBERGHE et al., 1974 ). Dit bevestigt het bestaan van een rivierstelsel gedurende het Holoceen.

### 5.2. HET HOLOCEEN IN DE KUSTVLAKTE

Recent onderzoek in verband met de Holocene sequenties in de kustvlakte omvat uitvoerige litteratuurstudies.

(BAETEMAN, 1981 ; ALLEMEERSCH, 1984 ), dermate dat wij het onnodig achten hierop nogmaals in detail terug te komen.



Een eerste systematisch onderzoek werd door A. RUTOT (1894, 1900, 1903 ) geleverd bij de geologische kartering. G. DUBOIS (1924) legde de basis voor de stratigrafische indeling ( " Assise de Calais " en " Assise de Dunkerque " ). A. BRIQUET (1930) en F. HALET (1922, 1931) leverden belangrijke bijdragen over het ontstaan van de kustvlakte. R. TAVERNIER (1947, 1948, 1949, 1954) behandelde de Kwartaire afzettingen van de Belgische kustvlakte vanuit stratigrafisch en genetisch oogpunt in diverse publicaties. In het kader van de bodemkartering werden onder leiding van R. TAVERNIER vooral de bovenste eenheden in detail bestudeerd ( AMERYCKX, 1953, 1954, 1958 ; MOORMANN, 1951). Recenter werk vat de kennis samen ( TAVERNIER et al., 1970, 1976 ; OZER, 1976 ).

Sommige auteurs ( PAEPE et al., 1976 ; BAETEMAN, 1981 ) brengen naar voor dat er in verband met de stratigrafische terminologie een verweving van de chrono- en lithostratigrafische termen ontstaan is.

Om deze materie niet nog meer complex te maken, wordt de hier gebruikte terminologie toegelicht.

#### 5.2.1. TERMINOLOGIE VOOR DE LITHOSTRATIGRAFISCHE BENADERING

##### 5.2.1.1. Lithologische classificatie

J. BARCKHAUSEN, H. PREUSS, H. STREIFF (1977) gebruikten als uitgangspunt voor hun lithostratigrafische classificatie de lithologische kenmerken.

Dit systeem werd in het westelijk deel van de kustvlakte toegepast door C. BAETEMAN (1981). Hiërarchische niveau's werden bepaald, waarbij complexen, sequenties en facies-eenheden werden onderscheiden. De kartografische voorstelling steunt op hoofdprofieltypes, ondergeschikte profieltypes en speciale profieltypes, waarbij respectievelijk de complexen, sequenties en facies-eenheden worden weergegeven.



De toepassing van deze principes op het Holocene van de oostelijke kustvlakte wordt synthetisch voorgesteld in een schematische doorsnede ( Fig. II.11. ), zuid-noord gericht. Een klastisch complex ( hoofdprofieltype X ), een opgesplitst complex ( profieltype Y ) en een veencomplex worden aangetroffen ( hoofdprofieltype Z ).

Overeenkomstig deze opvatting bestaat het Holocene in het grootste deel van de oostelijke kustvlakte enerzijds uit een organische basissequentie, bedekt door een klastische sequentie ( profieltype X2 ) en anderzijds uit een ononderbroken klastische sequentie ( X1 ).

Het is niet uitgesloten dat er in de Moeren van Meetkerke een organische sequentie voorkwam, die nagenoeg niet door een klastische sequentie bedekt werd ( profieltype Z1 ).(AMERYCKX,1961)

In het noordwestelijk deel van het kaartblad Houtave en in het studiegebied Bredene komt onder een organische sequentie ook nog een onderste klastische sequentie voor ( profieltype Y1 ) die lokaal op een organische basissequentie ( profieltype Y2 ) rust.

In dit gebied is de organische sequentie uit de profieltypes Y1 en Y2 lokaal ook nog verder opgesplitst door meestal slechts één tussenliggende klastische sequentie.

Aldus onderscheiden we in het noordwestelijk deel van het studiegebied volgende sequenties :

- een bovenste klastische sequentie
- een opgesplitste sequentie
- een onderste klastische sequentie
- een organische basissequentie

De profieltypes, voorgesteld door J. BARCKHAUSEN, H. PREUSS & H. STREIFF (1977), kunnen , mits in acht nemen van speciale facieseenheden in de klastische sequentie, ook aangewend worden in duingebieden en in gebieden met stranden of strandwallen. De profieltype-kartering volgens J. BARCKHAUSEN wordt op kaart II.12 geïllustreerd.



### 5.2.1.2. Lithostratigrafische indeling

Het voorkomen van hiaten van erosieve-, afzettings- of van gewoon waarnemingsaard bemoeilijkt ten sterkste de correlatie van de lithologische eenheden, zoals figuur II.12 aantoonst. Deze illustreert ook dat de lithostratigrafische betekenis van sequenties uit eenzelfde profieltype kan verschillen van plaats tot plaats. Er blijkt eveneens dat de lateraal aaneensluitende sequentie, zoals bijvoorbeeld de organische basissequentie, in feite uit verschillende vertandende sequenties kan opgebouwd zijn. De lateraal vervolgbare algemene veenlaag behoort in de profieltypes Y tot de opgesplitste sequentie, terwijl die landwaarts tot de organische basissequentie behoort.

Met die beperkingen voor ogen, stellen we hierna lokale informele lithostratigrafische eenheden voor van het oostelijk deel van de Belgische kustvlakte. De classificatie wordt opzettelijk gescheiden gehouden van de klassieke terminologie, die gebruik maakt van de afzetting van Calais en van Duinkerke. Voornoemde afzettingen zijn voor de chronostratigrafische indeling voorbehouden. Deze informele lithostratigrafische indeling is vrij analoog met die aangewend door W. ROELEVELD (1974). In de informele terminologie is " eenheid " het equivalent van " member " en " subeenheid " het equivalent van " iedere " laag " van lager hiërarchisch niveau . De Holocene eenheden uit de kustvlakte kunnen allen in de Noordzeeformatie worden ondergebracht.

### 5.2.2. SYNTHETISCHE BESCHRIJVING VAN DE LITHOSTRATIGRAFISCHE EENHEDEN

#### 5.2.2.1. De organische basiseenheid.

In de oostelijke kustvlakte bestaat deze eenheid uit een veenlaag, die alleen tussen Nieuwmunster en Bredene voorkomt, tussen -3 en -4m O.P. en waarvan de dikte maximum 0.5m bereikt.



Zeewaarts werd dit veen versneden door getijdegeulen, die ontwikkelden in latere wadfasen. De actuele uitbreiding van dit veen werd dus door latere erosie beïnvloed.

Landwaarts is dit veen door een lagunaire klei afzetting bedekt. Behalve als het een lokaal ouder komveen zou zijn, kan aangenomen worden dat dit veen zich ontwikkelde afhankelijk van de Holocene zeespiegelrijzing.

Deze organische basiseenheid kan gezien worden als een onderdeel van de organische basissequentie ( BARCKHAUSEN et al., 1977 ). Alleen in het geval dat het een ouder komveen betreft, is correlatie met " veen op grote diepte " ( TAVERNIER, 1948 ) mogelijk.

#### 5.2.2.2. De onderste klastische eenheid

In het studiegebied is de onderste klastische eenheid vertegenwoordigd door een klei- en zandcomplex.

Bovenaan bestaat de eenheid uit een tot 3m dikke laag van vrij homogene kalkhoudende blauwgrijze klei. Humeuze onderbrekingen met fijne tabulaire laminaties komen voor.

In de landwaartse randzone reikt die klei tot op de organische basiseenheid of tot op het Pleistocene substraat.

Meer zeewaarts rust die kleilaag op een leemhoudend zandcomplex dat dikwijls nog onderbroken is door kleilichamen. Deze komen overeen met hoogwad-omstandigheden, die bij lagere zeespiegelstanden werden afgezet. Het kalkhoudende zand bevat verspreide schelpkleppen van voornamelijk Cerastoderma edule en Macoma balthica. Het is te vergelijken met de getijdegeulfacies van de bovenste klastische eenheid ( zie verder ).

In het testgebied Bredene werd deze eenheid uitvoerig bestudeerd.

In het oostelijk deel van de kustvlakte komt die eenheid enkel voor in het gebied ten noordwesten van de lijn Zeebrugge-Zuierenkerke-Stalhille-Oudenburg. Boven het peil -1m O.P. werd deze niet aangetroffen. De onderste klastische eenheid is correleerbaar met een gedeelte van de afzetting van Calais ( Assise de Calais - DUBOIS, 1924 ), gezien zijn positie onder een algemene veenlaag.



In het westelijk deel van de kustvlakte is de eenheid veel vollediger tot ontwikkeling gekomen met onderbrekingen door organische sequenties (BAETEMAN, 1981).

De besproken veenlaag omvat in het oostelijk deel van de kustvlakte ook partieel de klastische tussenlagen van de opgesplitste sequentie van C. BAETEMAN (1981). Hiermee illustreren we de moeilijkheden die optreden bij het aanwenden van de methode volgens J. BARCKHAUSEN (1970).

#### 5.2.2.3. De algemene organische eenheid

##### 5.2.2.3.1. Algemene beschouwingen

De algemene organische eenheid bestaat uit veen en wordt tussen -2 en +2.5m aangetroffen. Dit veen is nergens dikker dan 2.5m. Lokaal wordt die eenheid onderbroken door klastische intercallaties. De basis van de eenheid helt in zeewaartse richting.

We maken een onderscheid tussen het voorkomen van deze eenheid als basisveen enerzijds ( profieltype X1 op kaart II.12. ) en het voorkomen als opgesplitste veensequentie ( profieltype Y1, Y2 op kaart II.12. ). Deze begrenzing komt overeen met genetische verschillen.

Deze organische eenheid is tot stand gekomen op een ogenblik dat een gemiddelde hoogwaterlijn van  $-2m \pm 0.5m$  O.P. bereikt werd. De veengroei eindigde nadat deze waterstand tot minimaal  $+2.5m \pm 0.3m$  O.P. evolueerde.

Palynologische studies ( BAETEMAN & VERBRUGGEN, 1979 ; STOCKMANS & VANHOORNE, 1954 ; ALLEMEERSCH, 1984 ; BILLIET, 1981 ; VERBRUGGEN & DE CEUNYNCK, mond. meded. ), alsook de studie van de macroplantenresten ( ALLEMEERSCH, 1984 ) maakten het mogelijk een paleo-ecologische reconstructie naar voren te brengen.



In de landwaartse randzone van de kustvlakte ligt deze veenlaag meestal aan de basis van de Holocene sequentie. Het is een verdrinkingsveen (verveningsveen sensu ALLEMEERSCH, 1984) ontstaan door stijging van de watertafel. De evolutie tot ombroetroof veen, gepaard gaande met een snelle oligotrofiëring is vrij algemeen, behalve op plaatsen waar de grote hoogte van het Pleistoceen substraat dit niet toeliet (ALLEMEERSCH, 1984). Het initiële bosveen evolueerde meestal tot mosveen (dat geen synoniem is voor gebombeerd hoogveen).

Meer zeewaarts ligt de veenlaag op oudere klastische mariene sedimenten. Het is een verlandingsveen niet noodzakelijk ontstaan ten gevolge van zeespiegeldalingen, maar ten gevolge van het afschermen ten opzichte van de mariene invloed door de ontwikkeling van de kustwallen. Aan de basis komt meestal een *Phragmitetum* voor. Verder evolueert het veen gelijkaardig als in de randzone, meer bepaald tot een oligotroof veen.

De veenlaag werd afgezet op plaatsen waar de topografie van het Pleistoceen lager lag dan +2.5m. De huidige verspreiding van het veen hangt in grote mate af van de intensiteit van latere mariene ingressiefasen (de Duinkerkefasen), waarbij de erosie zich vooral concentreerde ter hoogte van de getijdegeul. Het veen bleef het best bewaard in het gebied tussen twee getijdegeulsystemen; in een positie vergelijkbaar met de wantijzone van een actief wad. Het veengebied tussen Wenduine en Houtave is daar een treffend voorbeeld van. Het ligt tussen het geulsysteem van De Haan-Stalhille en dit van Blankenberge-Brugge. Het veen in de randzone van de kustvlakte kende hoge bewaringskansen. Daar werd de intensiteit van de erosie van de geulen eveneens teruggedrongen.

In de klassieke terminologie komt de algemene organische eenheid ongeveer overeen met het "oppervlakteveen" (TAVERNIER, 1947),



met het " veen van Nieuwmunster " ( DE MOOR, DE BREUCK & MARECHAL, 1969 ) en met een gedeelte van het " Hollandveen " (DE JONG & HAGEMAN, 1960 ).

#### 5.2.2.3.2. De veenkartering

Veen beïnvloedt in hoge mate de waterhuishouding en kan door zijn grondmechanische karakteristieken het aanleggen van kunstwerken en gebouwen beïnvloeden. Reeds talrijke kaarten zijn verschenen waarop de turf-aanwezigheid vermeld staat ( DEVOS, 1984 ; DEPRET, 1981 ; BAETEMAN, 1981, ALLEMEERSCH, 1984, de Bodemkaart van België, 1953, 1954, 1958 ).

Voor de randzone van de kustvlakte leidt de interpretatie van de bodemkaart tot relatief betrouwbare kartering van de veenplaten. Deze kaarten dienen echter nog meer gedetailleerd te worden om op geotechnisch vlak hun nut te kunnen bewijzen. Vooral door de omslachtigheid van de boringen in zandig materiaal, onder waterverzadigde omstandigheden, worden in meer zee-waartse zones onrechtstreekse methodes toegepast voor veenkartering ( DEPRET, 1981 ).

De hoogteligging en de dikte van de algemene organische eenheid verschillen aanzienlijk in de randzone ten opzichte van de zeewaartse gebieden. Het veen is op verschillende hoogtes en op verschillende tijdstippen tot ontwikkeling gekomen. Diepere Holocene veenlagen, zoals de organische basiseenheid, worden bij de veenkartering buiten beschouwing gelaten. We maken een onderscheid tussen basisveen en een opgesplitste sequentie. De veenkartering werd bij de profieltypekartering geïntegreerd ( Kaarten II.12 en II.13 (\*) ). Waar de profieltypes Z1, X2, Y1 of Y2 aangetroffen worden, bevindt zich veen in de ondergrond.

(\*) Voor de speciale profieltypes wordt verwezen naar het inbraakgebied Bredene.



### 5.2.2.3.3. De dikte van het veen

De actuele dikte van de algemene organische eenheid hangt af van volgende factoren :

#### 1. de aard van het veen

Ombrotrofe veengroei kan in principe hoog boven de grond-watertafel uitgroeien. De echte gebombeerde hoogvenen worden in de kustvlakte niet aangetroffen ( BAETEMAN & VERBRUGGEN, 1979 ). Op basis hiervan nemen we aan dat het veen in de Belgische kustvlakte maximaal 0.5m boven de permanente grond-watertafel uitgroeide, op enkele uitzonderingen na. De veengroei is bovendien vrij gelijktijdig beëindigd, bij een maximale hoogte van 2.7m O.P.

#### 2. de paleotopografie van het substraat

Hoe dieper het substraat gelegen, hoe dikker het veen, ook in de actuele toestand. Op een diepte groter dan -2m rust veen nooit op compactie-vrije sedimenten. Lokale depressies gesitueerd ten zuiden van de Pleistocene opduikingen kunnen dikke veenpakketten bevatten.

#### 3. de compactie en inklinking

Deze verschijnselen traden vooral op tijdens en na de afzetting van de bovenste klastische eenheid.

#### 4. de ontvening

De exploitatie van het veen moet over grote oppervlakken zijn doorgegaan. Een kartering van de top van het veen geeft aldus geen representatief beeld van de oorspronkelijke toestand.

#### 5. de erosie door getijdegeulen en strandwerking

De actuele dikte van de algemene organische eenheid neemt in zeewaartse richting toe. De verlaging van de top van het veen moet ook in die richting het belangrijkste geweest zijn. Uiteindelijk komt zeewaarts een relatief constante veendikte voor van  $\pm 2\text{m}$  O.P.



#### 5.2.2.4. De geïntercalleerde klastische eenheid

Deze eenheid bestaat enkel uit de klastische tussenlagen van de algemene organische eenheid, voorkomend op verschillende wisselende niveau's. De hoogte van die niveau's is post-sedimentair sterk beïnvloed door compactie en inklinking. Humeuze, kalkhoudende donkerblauwe tot donkergrijze klei (5B5/1,N4) komt voor met een maximale dikte van 1m. De bovenste zone is over het algemeen doorgroeid met rietrhizomen. Lokaal troffen we Scrobicularia plana in levenspositie aan. Klastische tussenlagen komen plaatselijk voor te Bredene en in de omgeving van Nieuwmunster - Uitkerke.

V. DE GROOTE en T. MOORKENS (1969) hebben een klastische intercallatie besproken uit de omgeving van Uitkerke. De klei werd in mariene omstandigheden afgezet, zoals uit de foraminiferen-samenstelling bleek. In zeer rustige omstandigheden werd klastisch materiaal aangevoerd. Onder deze tussenlaag bevond zich veen, tot stand gekomen bij open bosvegetatie of bij heidevegetatie.

Te Bredene heeft de klastische afzetting zich voorgedaan na een laagveen periode. Pollenanalyses hebben aangetoond dat het hoogveen zich nog niet ontwikkeld had.  
( mond. meded. VERBRUGGEN )

Over de laterale correlatie van de tussenlagen van Bredene en Uitkerke kunnen we ons voorlopig niet uitspreken, gezien de controversiële ouderdomsindicaties. ( zie Inbraakgebied Bredene ). De klastische intercallatie van Bredene werd gekarteerd ( Kaart II.13. ) (\*).

L. ALLEMEERSCH (1984) heeft op verschillende plaatsen tussen Uitkerke-Wenduine-Nieuwmunster en Zuienkerke kleiintercallaties waargenomen, die hoofdzakelijk de vorming van laagveen onderbraken. Dit betekent dat de watertafel, bij de aanvoer van klastisch materiaal, sterk beïnvloed was door de hoogwaterstanden. In het geval de grondwatertafel lager zou hebben gelegen dan de hoogwaterstanden, zouden overstromingen op grotere schaal zijn opgetreden met vrij catastrofale gevolgen voor de kustvlakte.

(\*) Voor de speciale profieltypes wordt verwezen naar het inbraakgebied Bredene



### 5.2.2.5. De bovenste klastische eenheid

#### 5.2.2.5.1. Algemene beschouwingen

We beschouwen alle mariene klastische sedimenten samen, die afgezet werden na de algemene organische eenheid. Ook de mariene sequenties, die voorkomen waar de algemene organische eenheid door erosie niet meer in de ondergrond aanwezig is of waar het veen nooit werd afgezet, behoren tot die eenheid op voorwaarde dat ze ontstaan zijn bij de minimale gemiddelde hoogwaterlijnen van +2.5m O.P.

Het is een zeer complex lateraal en vertikaal veranderende eenheid, tot stand gekomen onder getijde-omstandigheden achter een kustbarrière.

De indeling van de bovenste klastische eenheid, volgens type-sequenties is van belang voor de paleogeografische interpretatie, doch ook voor de beschouwingen in verband met de zeespiegelstanden.

De lithologische variaties in de bovenste klastische eenheid komen voor 90% in de bovenste 2m voor en zijn aldus zeer gemakkelijk te bestuderen. Een nadeel is wel dat de bovenlaag door menselijke invloed dikwijls sterk verstoord wordt.

Een aantal karteerbare typesequenties worden onderscheiden. Die indeling steunt volgens afnemende prioriteit op een aantal parameters.

Vooraf worden de sequenties onderverdeeld in twee hoofdgroepen:

A. de algemene organische eenheid, die voorkomt aan de basis

B. de algemene veenlaag die ontbreekt.

De dikte van de sequenties kan variëren tussen 0 en 30m. Waar het veen aanwezig is, worden deze evenwel niet dikker dan 4m.

De kartering van de typesequenties levert in het gebied, waar de onderste klastische sequentie ontbreekt, een beeld op over de volledige Holocene opbouw. Het basisveen en de overdekte Pleistocene donken werden gekarteerd. De lithologische- en dikte-veranderingen van de klastische sequentie werden bestudeerd.



Op basis van de granulometrische veranderingen ( hoofd-parameter ) wordt een indeling voorgesteld, die dan nog verder wordt onderverdeeld. Hierbij steunen we op de dikte van bepaalde granulometrische eenheden ( parameter 2 ) en op sedimentologische parameters ( parameter 3 ), zijnde sedimentaire structuren en aard van de insluitels, zoals schelpen, veen enz. De beschrijving van de sequentie behandelt achtereenvolgens de diverse parameters.

De afbakening van de sequenties volgens dikte, gebeurde enigzins arbitrair, echter zodanig dat de meest representatieve indeling wordt geleverd. Deze indeling steunt op de relatie tussen de absolute hoogte van de basis van de kleilagen met de zeespiegelstanden.

De bodemkaartseries, die beantwoorden aan specifieke type-sequenties, worden vermeld en aangepast aan een geologische interpretatie.

De bodemkaart is overigens het belangrijkste basisdocument, omdat de hoeveelheid boringen op regelmatige korte afstanden indrukwekkend groot is en de boorbeschrijvingen bovendien uniform verwerkt worden.

Naar de kust toe is de boordiepte van de bodemkaart, maximum 1.5m, te beperkt om de volledige bovenste klastische eenheid te omvatten.

Bij de bodemkartering werd een onderverdeling in Duinkerkefasen vooropgesteld. De geologische argumenten ter indeling van die fasen zullen verder kritische worden geëvalueerd. Andere argumenten dan geologische, zoals archeologische, historische en historisch-geografische worden hier bij de indeling in typesequenties immers niet beschouwd. In de eerste plaats gaat het om een faciesonderzoek en een objectieve beschrijving.

De indeling in typesequenties steunt bovendien op lithologische verschillen en in de tweede plaats op lithogenetische parameters in plaats van op pedologische. Een aantal typesequenties werden in ontsluitingen bestudeerd.



### 5.2.3. TYPESEQUENTIES VAN DE BOVENSTE KLASTISCHE EENHEID (\*)

A De algemene organische eenheid vormt het substraat van de typesequenties.

#### A.1 Continue kleisequentie

##### Beschrijving

De sequentie omvat klei en zware klei. Het zandgehalte is kleiner dan 25%. Er kunnen in de sequentie verticale en laterale veranderingen optreden. Deze typesequentie komt uitvoerig aan bod in de ontsluiting Dudzele Noord ( testgebied Brugse Middelland ).

De dikte wordt zelden meer dan 3.5m en minder dan 60cm.

De sedimentaire structuren in de bovenste halve meter zijn meestal gehomogeniseerd. De sequentie is dikwijls zeer compact. Bovenaan komen homogene kleilagen voor die gevlekt tot roestig kunnen zijn. Microturbaties en fijne doorwortelingsporen kunnen aanwezig zijn.

Fijn subhorizontaal gelamineerde klei-leem alternaties en gebioturbeerde zones situeren zich onderaan de sequentie. De lamellen zijn enkele mm dik.

De sequenties bevat volgende insluitels : dubbelkleppers van Scrobicularia plana en Cerastoderma edule, Hydrobidae schelpen, verspreide plantenresten, roestconcreties, reductievlekken en humeuze intercallaties. Het sediment is al dan niet gedeeltelijk of volledig ontkalkt.

##### Sedimentatie omstandigheden

Deze afzetting die onder de laagenergetische omstandigheden ontstonden, vertegenwoordigen een complexe opeenvolging van afzettingsmilieu's. Het betreft meestal hoogwadsedimenten zijnde hoge slikke en schorre, eventueel rustend op een lagunaire basislaag. Hier kunnen verschillende transgressiefasen hun invloed hebben gehad. Zeer lokaal zijn dan ook nog vage bodemhorizonten en/of bewoningsniveau's te identificeren.

(\*) Op figuur II.13. worden de types synthetisch weergegeven.



### Bodemseries

Bij de opsomming worden de specifieke bodemseries onderstreept. Sommige series doorsnijden de bovenste klastische eenheid niet volledig en kunnen eventueel tot verschillende typesequenties behoren.

De series uit de Historische Polders, die enkel in het westelijk deel van de kustvlakte voorkomen, worden hier niet beschouwd.

Volgende series kunnen tot A1 behoren : poelgronden B1 en B2, oude kleiplaatgronden C1 en C2, overdekte Pleistocene gronden Pb2, dekkleigronden E1, overdekte poelgronden F1, F2, Fk1, zware schorgronden Bb3 en Bc3.

### Verspreiding

We verwijzen naar kaart II.14 en II.15 voor Bredene.

Deze continue kleisequentie beslaat het grootste deel van de veengebieden, behalve in de zeewaartse randzones.

Op de overdekte veenplaten hebben alle sequenties behorend tot A1 niet altijd een zwaar profiel.

Bepaalde regelmatige laterale veranderingen komen op de bodemkaart beter tot uiting.

Meestal zijn de wijzigingen niet karteerbaar en zijn ze toe te schrijven aan een dendritisch patroon van zeer ondiep ingesneden en ondertussen opgevulde krekken.

Op basis van de dikteverschillen maken we een verdere onderverdeling. Alle andere karakteristieken blijven geldig.

A.1.1. De klastische sequentie is dikker dan 1.5 m

### Verantwoording

Deze eenheid wordt afzonderlijk beschouwd. Ze kon niet rechtstreeks uit de bodemkaart worden afgeleid gezien het beperkt bereik ervan.

De dikte vormt een mogelijke indicatie van een relatief vroeg ontstaan (\*).

(\*) Zie hoofdstuk IV , Zeespiegelveranderingen.



### Sedimentatie-omstandigheden

Het gebied lag steeds op voldoende afstand van getijdegeulen of zandwadden, waardoor continu klei kon worden afgezet. De hele sequentie vertegenwoordigt sedimenten, die in de omgeving van de gemiddelde hoogwaterlijn werden afgezet. Gezien de klei op een zeer compactie- en klinkgevoelige veenlaag rust, zijn de indicaties voor hoogwaterreconstructie weinig betrouwbaar. De dikte van de laag reflecteert een zeker evenwicht tussen de zeespiegelrijzing enerzijds, de compactie onder sedimentgewicht en de sedimentatie snelheid ( aggradatiesnelheid ) anderzijds. Dergelijke sequenties kunnen ook ontstaan door sedimentatie in verlandende kleikreken. In dit geval kan de klei vrij humeus zijn.

### Bodemseries

Hiertoe kunnen oude kleiplaatgronden C1, C2, dekkleigronden E1, overdekte poelgronden F1, Fk1 en zware schorre-gronden B3c, Bb3 gerekend worden.

### Verspreiding

Gezien de top van het veen een geleidelijke zeewaartse helling aanneemt en de actuele topografie in de kustvlakte vrij vlak is ( +3 tot +4m ), mogen we deze typesequentie verwachten in de meer zeewaartse zones.

A.1.2. De klastische sequentie is minder dan 1.5m dik

### Beschrijving

Het kleipakket rust meestal niet scherp erosief op het veen. Een 5cm dikke humeuze klei komt dikwijls voor aan de basis. In de zuidelijke randzone van de kustvlakte komt ongelaagde, zeer zware gevlekte klei voor, boven het veen. Op bepaalde ontveende plaatsen is de overgang messcherp ( Ontsluiting Sint Pieters Molenstraat (\*) ). In de omgeving van kreken en geulen werd erosie, voorafgaand aan kleis sedimentatie, waargenomen. De laterale opvulling gebeurde wel onder rustige omstandigheden.

(\*) Testgebied Brugge Polderrand.



### Bodemseries

Deze eenheid brengt een aantal goed afgelijnde bodemkaart-series tot uiting: namelijk poelgronden B1, B2 ; overdekte Pleistocene gronden Pb2, overdekte poelgronden F2.

- A.2. Gradueel naar boven toe fijner wordende sequentie, rustend op veen

### Beschrijving

Meestal komt erosief op het veen zand voor, dat geleidelijk overgaat tot fijner materiaal ( zandige klei tot zware klei ). In bepaalde gevallen komen zandige en kleiige lagen in afwisseling voor met een nettoverfijning naar boven toe.

De overgang van het zandig naar het kleiig facies bestaat uit fijne klei-zand alternaties. Het zand is altijd kalkhoudend.

De dikte van de sequentie bedraagt 5 tot 2m, afhankelijk van het basisoppervlak van het veen. De bovenste kleilaag is zelden dikker dan 1.5m.

De sedimentaire structuren omvatten een tabulaire horizontale microstratificatie, die vervaagt naar boven toe.

Afhankelijk van de dikte van de zandlaag, komen kruisgelaagde en planaire sets voor. Bioturbaties verstoren de primaire structuren, vooral in de overgangszone tussen de zandige en kleiige lagen.

In de overgangszone van de zandige naar de kleiige facies komen dikwijls tweekleppers van Cerastoderma edule voor.

Andere insluitels zijn roestvlekken, vegetatieresten, veengruis en verspreide schelpkleppen.

### Sedimentatie-omstandigheden

De minst dikke sequenties zijn te associëren met oeverwallen en opvullingen van kleinschalige krekens in de landwaartse randzone van de kustvlakte. Deze krekens hebben een zeer beperkte insnijdingsdiepte.



Meer zeewaarts beslaan de typesequenties A2 steeds de brede randzones van de getijdegeulen waar het veen langs langzaam hellende oppervlakken geërodeerd werd. Dergelijke zones gaan lateraal over in de sequenties A.1.1. en A.1.2. De afzetting gebeurde dikwijls na een erosiefase van het veenoppervlak, gepaard gaande met een geleidelijke verlaging van de top van het veen. Verder vertoont de sequentie een evolutie van getijdegeul tot zandwad, over gemengd wad tot kleiwad. Gesuperponeerde kreeksequenties zoals in de ontsluitingen van Waterzuivering en Zeveneken Zuid (\*) complexeren de successie. Langs de grote geulen is de sequentie opgebouwd uit schubvormige pointbar structuren. Dit geulrandfacies werd in detail bestudeerd in de ontsluiting Dudzele Noord en in de profielen van het testgebied Brugse Middelland. De voorgestelde sequentie kent met andere woorden zeer sterke faciesverschillen.

#### Bodemseries

Tot deze sequentie rekenen we oude kleiplaatgronden C3, overdekte kreekruggronden met storende laag op geringe diepte Dk4, Dk5, D12, zware schorgronden Bb2, Bc0, Bc2 en Bc3. Sommige kreekruggronden en overdekte kreekruggronden A2, A3, A4, A5, D2, D4, D5, DL5 behoren vooral in de zeewaartse gebieden tot deze typesequenties.

A.2.1. De basis van de klei bevindt zich hoger dan het peil +2m O.P. De keuze van dit niveau is gebaseerd op het voorkomen van de basis van de klei in een beperkt hoogte-interval ten opzichte van kritische zeespiegelstanden (\*\*).

A.2.2. De basis van de klei ligt lager dan +2m O.P. Bij deze onderverdeling dient opgemerkt dat de hoogte-intervallen postsedimentair kunnen gewijzigd zijn door compactie onder sedimentgewicht en klink van het onderliggend veen.

(\*) Zie testgebied Brugse Middelland

(\*\*) Zie hoofdstuk IV, Zeespiegelveranderingen.



- A.3. Op het veen komt klei voor, verlichtend naar boven tot zand, om weer over te gaan tot klei.

#### Beschrijving

In het type-profiel ligt een structuurloze kalkhoudende humeuze klei op veen, evoluerend tot een zware klei met fijne tabulaire laminatie. Dit facies kan scherp erosief bedekt zijn door een complex met dezelfde kenmerken als de sequentie A2. Op sommige plaatsen evolueert de zware klei eerder geleidelijk tot fijne klei-zand alternaties met zand-dominantie, om dan weer geleidelijk te verzwaren tot een homogene zware klei.

Meestal bedraagt de dikte meer dan 2m. In de randzone van de kustvlakte komen ook sporadisch minder dikke sequenties voor met een iets zandiger tussenlaag.

Naast homogeen verdeelde subfacies komt hoofdzakelijk sub-horizontale tabulaire macro- en microstratificatie voor.

#### Bodemseries

Vrijwel alle zeewaarts voorkomende bodemseries uit de kustvlakte kunnen in aanmerking worden genomen.

Geen enkele bodemserie doet het bestaan vermoeden van dergelijke sequenties.

#### Verspreiding

Voornamelijk in zeewaartse zones komt deze typesequentie voor, meer bepaald in de randzone van de getijdegeulsystemen tussen A2 en A.1.2. typesequenties.

In het noordwesten van het kaartblad Houtave en ten noordoosten van Bredene komen ook zones voor die niet tot de randzones van getijdegeulen behoren.

Op basis van deze bevindingen onderscheiden we :

- A.3.1. Dit is een A.3. sequentie, waarbij de onderste kleiige eenheid bovenaan erosief begrensd is.
- A.3.2. Dit is een A.3. sequentie waarin alle overgangen geleidelijk verlopen.



- B. De algemene organische eenheid komt niet voor in de ondergrond
- B.1. Kleisequentie rechtstreeks op het ondiep Pleistoceen substraat rustend.

#### Beschrijving

Deze sequentie is opgebouwd uit een kleilaag, dikwijls met een humeuze basiszone, die rechtstreeks rust op het Pleistoceen substraat. De kleilaag kan lateraal verschillende facies aannemen gaande van zware klei tot kleiig zand. Deze sequentie is minder dan 1.5m dik en ligt hoger dan +2.5m O.P. Slechts in uitzonderlijke gevallen is de continue kleilaag dikker dan 1.5m, zoals in de randzone van de kustvlakte op het kaartblad Houtave. Kleigeulopvullingen met grotere dikte worden afzonderlijk beschouwd.

#### Sedimentatie-omstandigheden

Het zijn hoogwadafzettingen, met name slikken, schorren en kreken, tot stand gekomen nadat de gemiddelde hoogwaterlijn hoger lag dan +2.5m O.P., op plaatsen waar de veengroei niet is doorgegaan. De sedimentatie startte in semi-lagunaire omstandigheden, maar door de stijgende hoogwaterlijn en de ontwikkeling van een geulensysteem konden hoogwadafzettingen opgroeien.

B.1. is typisch voor de landwaartse randzone van de kustvlakte. Ook de meeste donken, die gevrijwaard bleven van de algemene veenontwikkeling, zijn met dergelijke typesequenties bedekt. Deze donken worden verder met de term "overdekte donken" aangegeven.

#### Bodemseries

Het gaat vooral om overdekt Pleistocene gronden, P1 tot P6. De B1 sequentie wordt verder onderverdeeld.



### B.1.1. Gebroken gronden (\*)

#### Sedimentatie omstandigheden

Het onderliggende substraat beïnvloedt de samenstelling van de gebroken gronden. Het sediment bestaat uit een combinatie van hoogwad sedimenten en Pleistoceen zand. Landbouwactiviteit is gedeeltelijk verantwoordelijk voor deze vermenging. Meestal komt deze sequentie in de uiterste randzone van de kustvlakte voor. De granulometrische variëteiten en subfacies worden volledig door de diverse bodemkaartprofieltypes weergegeven.

#### Bodemseries

De gebroken gronden zijn te vergelijken met overdekt Pleistocene gronden P1 tot P4.

### B.1.2. Ongestoorde klastische sequentie

#### Sedimentatie-omstandigheden

Deze lagen komen bij voorkeur op de veendonken voor. Hier is het substraat bedekt door hoogwadafzettingen zonder bijmenging.

#### Bodemseries

Deze sequentie is vergelijkbaar met overdekt Pleistocene gronden P2, P3, P5, P6.

### B.2. Gradueel naar boven toe zwaarder wordende sequentie

#### Beschrijving

De sequentie bestaat uit zand, soms met een grove basislaag tot op het niveau  $2\text{m} \pm 1\text{m}$  O.P., geleidelijk overgaand tot fijner materiaal. Aan de top komt klei voor.

Het is de meest belangrijke eenheid uit het veenloze gebied. De sequentie is zeer heteromorf wat betreft samenstelling en dikte.

(\*) Deze term werd overgenomen van de bodemkaart.



Deze typesequentie wordt uitvoerig besproken in hoofdstuk III, dat de typische wadsequenties behandelt.

Vooral de bovenlaag kent een wisselende granulometrische samenstelling gaande van slibhoudend zand tot zware klei. Als de sequentie dikker is dan 3m, bestaat het dieper gelegen sediment uit fijn tot middelmatig fijn zand. Dit zandfacies kent laterale wisselingen, doch de mediaan varieert binnen een zeer beperkt interval.

Als belangrijkste insluitsels vermelden we schelpkleppen, veengruis, silex, kleibrokken enz.

Wat de sedimentaire structuren betreft, vertonen vooral de zandlagen een grote variatie in de gelaagdheid.

#### Sedimentatie omstandigheden

In de randzone van de kustvlakte vertegenwoordigt B.2. opvullingen van krek en getijdegeulen, meer zeewaarts enkel deze laatste. De grote getijdegeulen evolueerden door laterale migratie en algemene verzanding tot zandwad en in laatste instantie tot hoogwad. In de gebieden met uitgebreide schorreplaten (eindfase van relatieve transgressies) is dikwijls zand op de oeverwallen afgezet tot op vrij belangrijke hoogtes, +3.5 à +4.0m O.P.

Die oeverwallen werden later nauwelijks bedekt door andere hoogwadsequenties. De getijdengeulen evolueerden enerzijds tot zandwad, anderzijds tot kreek.

#### Bodemseries

We onderscheiden kreekruiggronden A<sub>0</sub> tot A<sub>5</sub>, oude kleiplaatgronden C<sub>1</sub>, C<sub>2</sub>, C<sub>3</sub>, dekkleigronden E<sub>1</sub>, overdekte kreekruiggronden D<sub>2</sub>, D<sub>4</sub>, D<sub>5</sub>, Dk<sub>4</sub>, Dk<sub>5</sub> en zeer zware schorgronden Bc<sub>0</sub>, Bc<sub>2</sub>, Bc<sub>3</sub>.

De B.2. sequentie wordt verder onderverdeeld :

B.2.1. De basis van deze sequentie ligt dieper dan 0m O.P. (\*)

Dit betekent dat in die sequentie subtidale sedimenten verwacht mogen worden.

(\*) Dit niveau werd afgeleid uit de beschouwingen over paleo-zeespiegelstanden.



B.2.2. De basis van deze sequentie ligt hoger dan 0m O.P.

De zandlagen behoren tot kreekopvullingen of zijn inter-tidale zandwadden ; een onderscheid dat pas kan tot uiting komen in ontsluitingen of gedetailleerde boorprofielen.

B.2.1.1. / B.2.2.1. De bovenste klei begint boven +2m O.P.

B.2.1.2. / B.2.2.2. De bovenste klei komt voor tot onder +2m O.P.

Onafhankelijk van de dikte van de ononderbroken kleilaag aan de top van de sequentie, onderscheiden we nog volgende profieltypes :

B.2.1.1.3. / B.2.2.1.3. en B.2.1.2.3. / B.2.2.2.3.

### Beschrijving

Hier werd klei gesedimenteerd beneden het peil +2m.

Onder de bovenste kleilaag, die meestal zeer zwaar is, komt een klei-zand alternatie voor met kleidominantie.

Het hele pakket kan tot 4m dik worden.

De sequentie is schuin gelamineerd. De kleilamellen kunnen tot 0.5cm dik worden. Ook bredere kleiige en zandige lagen werden waargenomen. Lateraal kan het zandgehalte in die mate toenemen, dat de kleilagen ondergeschikt geraken.

Plaatselijk is zeer veel herwerkt veen aanwezig.

### Sedimentatie-omstandigheden

Deze afzettingen zijn onder relatief rustige omstandigheden ontstaan. Ze werden langs belangrijke kreek afgezet op accumulatieve oeverwallen en ter hoogte van point bars van meanders ( zie ontsluiting Dudzele Noord (\*) )

Meestal zijn het kreekopvullingen bij de definitieve verlanding tot stand gekomen. Voor het stratotype verwijzen we naar de ontsluiting Blankenbergse Steenweg (\*\*).

### Bodemseries

In kreekruiggronden met zware klei bovenaan, A5, en in oude kleiplaatgronden C1, C2, C3 werden deze profieltypesequenties aangetroffen.

(\*) Zie Testgebied Brugse Middelland.

(\*\*) Zie Testgebied Brugse Polderrand.



Een laatste onderscheid wordt gemaakt tussen sequenties die rechtstreeks op het Pleistoceen substraat voorkomen en typesequenties die op oudere mariene Holocene sedimenten rusten : (B.2.X.Y.P.)

of rustend op de onderste klastische sequentie : (B.2.X.Y.K.) met X= 1, 2 en Y= 1,2.

- B.3. Sequentie waarbij de korrelgrootte afneemt naar boven toe om vervolgens weer toe te nemen tot het maaiveld.

#### Beschrijving

Deze profielsequentie heeft identieke karakteristieken als B.2., behalve in de bovenste meter, waar een grover sediment wordt aangetroffen.

De overgang naar het grover sediment kan door landbouwactiviteit sterk verstoord worden.

Voor wat betreft de dikte, zijn alle opmerkingen gemaakt voor de B.2.-sequenties, hier eveneens van toepassing.

#### Sedimentatie-omstandigheden

Deze typessequentie is specifiek voor het Middelland (\*)

De bedekkende laag wordt dan ook met de D3a-overstromingsfase geassocieerd ( AMERYCKX, 1958 ). Deze zanden werden afgezet op een strandvlakte in een gebied waar weinig kreek- en geulwerking optrad.(AMERYCKX, 1958) Het gebied kende verhoogde energetische omstandigheden, doch van strandwerking s.s. was geen sprake.

De B.3.-sedimenten zijn mogelijks stormvloedafzettingen, eventueel Grodenschichten, waarbij de oorspronkelijke structuur door landbouw verdwenen is. Dergelijke typesequenties kunnen eveneens tot stand komen als oeverwal- of pointbarafzetting van kreken of randzones van getijdegeulen in het schorregebied.

(\*) Middelland is bij definitie voor de oostelijke kustvlakte het gebied dat zich uitstrekt tussen de Blankenbergse Dijk en de Evendijk-Damme-Moerkerke Dijk, met uitzondering van de zone Koolkerke-Damme.



### Bodemseries

Gezien het vergrotingsverschijnsel in de bovenste meter is deze typesequentie volledig door bodemkaartseries gedefinieerd : - overdekte kreekruiggronden met storende laag op geringe diepte D12, D14, D15, D16.

- overdekte poelgronden en overdekte oude kleiplaatgronden met storende laag op geringe diepte FK1, Fkld.

Verdere onderverdeling van de typesequenties gebeurt op basis van dezelfde argumenten aangehaald bij de bespreking van B.2.

B.3.1. De basis van de klastische sequentie ligt dieper dan 0m O.P.

B.3.2. De basis van de klastische sequentie ligt lager dan 0m O.P.

B.3.2.1. / B.3.1.1. Het overdekt kleipakket ligt boven +2m O.P.

B.3.2.2. / B.3.1.2. Het overdekt kleipakket ligt onder +2m O.P.

B.3. . .P : Het substraat bestaat uit Pleistocene afzettingen

B.3. . .K : Het substraat bestaat uit de onderste klastische sequentie.

B.3.1.1.3. / B.3.2.1.3. / B.3.2.2.3. / B.3.1.2.3. met dikke zandklei pakketten komen nauwelijks voor, behalve in het niet op kaart weergegeven deel van de randzone van het Zwin ( Nieuwland ).

B.4. Continue kleisequentie

### Beschrijving

Actueel zijn er in het landschap geulen te herkennen met continue kleisedimentatie over de totale dikte van de klastische sequentie. De klei is zwaar en ongelaagd, de bovenste zone bevat dikwijls archeologica.

De dikte van deze sequentie varieert van 2 tot 6m.

### Sedimentatie-omstandigheden

Het zijn opgevulde krekken en zelfs subtidale geulen, waarin de volledige sequentie niet tot stand kon komen ten gevolge van menselijke beïnvloeding.



Deze geulen komen enkel voor in het Zwingeelgebied tot Damme. Door bedijking en de installatie van sluizen werden kunstmatige rustige afzettingsmilieu's gecreëerd, waar de getijdewerking gebufferd werd of verloren ging. Ook zelfvereffening, met postsedimentaire verplaatsing van fijn oeversediment naar de laagste delen van de restgeulen, heeft een belangrijke rol gespeeld ( zie testgebied Damme ).

#### Bodemseries

Hiertoe rekenen we geulgronden G2.

We onderscheiden volgende onderverdeling :

B.4.P.Continue kleisequentie rechtstreeks tot op het Pleistoceen substraat.

B.4.K.Continue kleisequentie rechtstreeks tot op de onderste klastische sequentie.

#### 5.2.4. PROFIELTYPEKARTERING VAN LITHOLOGISCH IDENTIEKE SEQUENTIES

Met behulp van de typesequenties van de bovenste klastische eenheid, kunnen we de kustvlakte indelen op basis van volgende lithogenetische argumenten :

ZONE 1 : Bestaande uit hoge slikke en schorre

ZONE 2 : Enkel intertidale sedimentatie trad op.

Evolutie van zandwad tot schorre (\*)

ZONE 3 : Subtidale omstandigheden heersten er vóór de ontwikkeling tot intertidale vlakte en zelfs supratidaal schorre.

De typesequenties werden zo gekozen dat deze lithogenetische zonatie gemakkelijk uit de kaart met de typesequenties van de de bovenste klastische eenheid kon worden afgeleid ( Kaart II.16. ).

(\*) De sequenties die herhaalde superposities van die omstandigheden reflecteren, worden met een ster aangegeven in de tabel II.14.



TABEL II.14. : Lithogenetische zonering 1.

ZONE 1	ZONE 2	ZONE 3
A.1.	A.2.	B.2.
B.1.	A.2.1.	B.2.1.
	A.2.2.	B.2.1.1.
	A.3. *	B.2.1.2.
	A.3.1. *	B.2.1.1.3.
	A.3.2. *	B.2.1.2.3.
	B.2.	B.3. *
	B.2.2.	B.3.1. *
	B.2.2.1.	B.3.1.1. *
	B.2.2.2.	B.3.1.2. *
	B.2.2.1.3.	B.3.1.1.3. *
	B.2.2.2.3.	B.3.1.2.3. *
	B.3. *	
	B.3.2. *	
	B.3.2.2. *	
	B.3.2.1.3. *	
	B.3.2.2.3. *	

Beschouwde sequenties kunnen ook ingedeeld worden naargelang ze al dan niet meerdere afzettingsfasen vertegenwoordigen ( Tabel II.15. ; Kaart II.17 ).

Met fasen bedoelen we totaal gewijzigde sedimentatie omstandigheden, niet noodzakelijk verlandingsfasen. De geleidelijke energie afname naar boven toe wordt niet als afzonderlijke fase beschouwd, omdat die de normale evolutie weerspiegelt van de sedimentatie ten opzichte van de hoogten in wadmilieu's.

TABEL II.15. : Lithogenetische zonering 2

ZONE 1 : Superpositie van verschillende wadsequenties	
A.3.	
B.3.	
ZONE 2 : Continue sequentie die slechts één fase weerspiegelt	
A.1.	B.1.
A.2.	B.2.
ZONE 3 : Potentiële successie van verschillende fasen door grote dikte en laag voorkomen van de kleilaag	
A.2.2.	B.2.1.2.
	B.2.2.2.



#### 5.2.5. GRANULOMETRISCHE KENMERKEN

De granulometrische kenmerken van de verschillende Holocene sedimenttypes zijn in tabel II.16. weergegeven.

We onderscheiden in de bovensteklastische eenheid de subtidale geulafzettingen ( GGA ), de intertidale zandwadsedimenten ( GGB ), de hoogwadafzettingen ( HW ), de oeverwallen ( OEV ) en de lagunaire facies ( L ).

Bij deze laatste 3 werden ook de afzettingen van de onderste klastische eenheid en van de klastische tussenlagen beschouwd.



### HOOFDSTUK III : TYPISCHE WADSEQUENTIES

#### 1. INLEIDING

De studie van de ontsluitingen en detailboorprofielen stelt ons in staat typische wadsequenties te karakteriseren aan de hand van hun sedimentologische kenmerken. De sequenties die we bepreken zijn onder te brengen bij de karteerbare Holocene typesequenties van de bovenste klastische eenheid. Er wordt dieper ingegaan op de sedimentatie omstandigheden in het wadgebied. De typische successies worden gebruikt als referentiemateriaal voor de identificaties van paleo-milieu's uit het Eemiaan.

De sequenties, aangetroffen in de oostelijke kustvlakte zijn onder specifieke omstandigheden tot stand gekomen; De getijdegeulen hadden bepaalde dimensies, de uitbreiding van het wadgebied was landwaarts beperkt door het paleo-reliëf van het Pleistoceen substraat, de getijde-amplitude was groter dan in Nederland bijvoorbeeld en de invloed van de rivieren was onbelangrijk. Dankzij de kennis van die specifieke omstandigheden vormen de sequenties een interessant vergelijkingsmateriaal. Enerzijds kan door vergelijking met actieve sedimentatie milieu's nagegaan worden welke de specifieke sedimentologische effecten zijn van bepaalde inwerkende factoren. Anderzijds kunnen verschillen met paleo-sequenties aanwijzingen geven over de sedimentatie omstandigheden. Het referentiemateriaal moet weliswaar objectief beschreven zijn.

J.H.J. TERWINDT (1981) besluit dat een typische macrosequentie ontbreekt voor getijde-afzettingen.

Rekeninghoudend met de paleogeografische positie in bepaalde wadzones en met de specifieke lokale factoren, stellen we verschillende typische macrosequenties voor, die hun belang hebben bij de identificatie van fossiele mesotidale en macrotidale getijde-afzettingen.



De kennis van de typische wadsequenties is bovendien van primordiaal belang voor de reconstructie van de zeespiegelstanden. Er wordt dan ook in het bijzonder aandacht besteed aan het sedimentologisch onderscheid tussen subtidale en intertidale zandige sequenties. Kritische afzettingsniveau's van bepaalde sedimentaire structuren en opeenvolgingen van sedimentaire structuren worden opgespoord.

De sedimentsequenties getuigen van de veranderingen die in wadzones optreden zoals geulmigratie en schorre expansie. We onderscheiden normale, inverse en onderbroken sequenties.

#### 1. De normale sequenties

Deze bestaan uit een successie van wadafzettingen, die van onder naar boven een opeenvolging reflecteren van subtidale over intertidale tot supratidale afzettingsomstandigheden. Die sequenties werden niet noodzakelijk volledig bewaard. Zo kunnen bijvoorbeeld enkel de bovenste intertidale sedimenten bedekt door schorre afzettingen aanwezig zijn. We spreken van normale, volledige of onvolledige sequenties. Dergelijke normale sequenties worden gevormd door een netto verticale aggradatie op één plaats, waarbij achtereenvolgens de wadsubniveau's worden gevormd.

#### 2. De inverse sequenties

De sedimenten op de laagste peilen komen overeen met deze die normaal het hoogst in de sequentie voorkomen. Een voorbeeld van een inverse sequentie is een evolutie van schorre over kleislikke tot zandwad, van onder naar boven gezien. De overgangen kunnen zowel geleidelijk zijn als door erosieoppervlakken gescheiden.

#### 3. De onderbroken getijdesequenties

Dit zijn onvolledige successie, waarbij een sedimentatie-hiaat bestaat tussen de opeenvolgende afgezette submilieu's. Een opeenvolging van subtidale afzettingen, onmiddellijk bedekt door hoogwadkleien bijvoorbeeld, vormt een onderbroken sequentie, vermits het grootste deel van de intertidale afzettingen ontbreekt.



De principes van de normale, inverse en onderbroken sequenties kunnen uitgebreid worden tot buiten het wadgebied *sensu stricto*. De nearshore - offshore en litorale successie kunnen op die manier worden geïnterpreteerd.

De identificatie van normale, inverse en onderbroken sequenties is slechts mogelijk na een grondige studie van de relaties sedimentatiehoogte - granulometrie - submilieu's in het actieve gebied en na vergelijking met literatuurgegevens.

## 2. ALGEMENE KENMERKEN VAN GETIJDE-AFZETTINGEN

De belangrijkste diagnostische kenmerken, wat betreft de sedimentaire structuren van getijde-afzettingen komen tot uiting in de bestudeerde sequenties van de bovenste klastische eenheid.

J.F.M. DE RAAF & J.R. BOERSMA ( 1971 ) formuleerden deze kenmerken op basis van een studie in het getijdegeulstelsel van de Oosterschelde.

Onderstaand worden ze weergegeven en vergeleken met die aangetroffen in de getijdesequenties in ons studiegebied.

1. De vectoriële bimodaliteit van de kruisgelaagdheid is karakteristiek, visgraatstructuren zijn evenwel zeldzaam in de bestudeerde sedimentreeksen.  
In feite komen diverse stroomrichtingen tot uiting en op bepaalde plaatsen zijn deze sterk unimodaal. De macrostratificatie vertoont echter een algemene bimodaliteit.
2. Grootschalige en kleinschalige eenheden komen in verschillende proporties in super- en juxtapositie voor.
3. De sequenties zijn gekenmerkt door frequente laterale en verticale facieswisselingen.
4. De sedimenten worden fijner naar boven toe. Een detailstudie wees uit dat microsequenties niet aan dit model beantwoorden, dat er in profielen heel wat uitzonderingen aan het licht komen.



5. Er worden unidirectionele kruisgelaagde sets ( o.a. megaribbels ) waargenomen, die ontstaan zijn door alternerende en bidirectionele getijdestromingen.
6. Flaser- en lenticulaire gelaagdheid worden niet zo frequent genoteerd zoals door J.F.M. DE RAAF & J.R. BOERSMA (1971) naar voor gebracht in de Oosterschelde.  
Enkel intertidaal, op de overgang naar het gemengd wadfacies, komen deze structuren voor in de bestudeerde getijdegeul-systemen.
7. Een ander verschil met het voorgestelde model van J.F.M. DE RAAF et al. (1971) is het nagenoeg ontbreken van bioturbatiestructuren, behalve in de bovenste zone van de intertidale sequentie.

Deze laatste twee kenmerken zijn toe te schrijven aan de te hoge energie in het bestudeerde milieu. Slechts bij de evolutie van zandwad tot hoogwad zijn de omstandigheden gunstig voor flaserontwikkeling met kleisedimentatie.

De erosie is dan weinig intensief en weinig frequent, de aggraderatie traag genoeg, zodat de levensomstandigheden voor endobionten gunstig worden, hetgeen bioturbatiestructuren kan opleveren.

### 3. MICROSEQUENTIES

Microsequenties omvatten vastomlijnde typische successies van sedimentaire structuren die eigen zijn aan de afzettingen van bepaalde submilieu's van het wad.

Ze worden gedefinieerd in getijdegeulopvullingen en intertidale zandwadsedimenten van het oostelijk deel van de kustvlakte.

De microsequenties die we beschrijven, zijn niet de enige micro- en macrostructuren die in de intertidale en subtidale sequenties werden waargenomen.

Dikwijls zijn ze gebonden aan specifieke sedimentatieniveau's. De uitgekozen microsequenties geven indicaties over de dominante stroomrichting of de migratierichting van de geul- en kreeksystemen.



### 3.1. STORMAFZETTINGEN TER HOOGTE VAN DE LAAGWATERLIJN (foto III.1)

Deze microsequentie bestaat uit een successie van maximaal 25cm dikke horizontaal tabulair gelaagde cosets. Enerzijds bestaan ze uit sets met erosieve ribbels, evoluerend tot accumulatieve microribbels (niet in fase).

Deze microribbelzones zijn meestal niet dikker dan 10cm. Anderzijds komen cosets voor die 20cm dik kunnen zijn met parallel horizontale microstratificatie.

Deze microsequentie is opgebouwd uit fijn tot middelmatig fijn schelploos zand. Het zand is zeer goed gesorteerd en bevat geen fijne fractie ( $<50\mu\text{m}$ ). Deze sequentie is typisch voor de zone tussen 3 en 5m onder het maaiveld. Voornoemd hoogte-interval komt overeen met het laagste deel van de intertidale zone en met de hoogste subtidale zone.

Dergelijke sequenties worden lateraal aangesneden door erosie langs rechtlijnige lichthellende erosievlakken.

Deze sequentie in relatief uniform zand, vertoont wisselende afzettingssomstandigheden, ten gevolge van veranderende stroomsnelheden, veroorzaakt door de wisselingen van het getij. Ze is morfologisch te vergelijken met het lithofacies " storm dep " van J.H.J. TERWINDT (1981), maar bevindt zich veel hoger in de geulopvullingssequentie.

In deze optiek zijn tabulaire afzettingen stormafzettingen, waarbij de suspensielading onder de golfbasis wordt afgezet.

Deze suspensielading is relatief grof door de versnelde stromingen en meer intense golfwerking gedurende de stormactiviteit.

In het wadmilieu is de golfwerking echter sterk gereduceerd.

In periodes met actief sedimenttransport kan het horizontaal parallel facies uit suspensie worden afgezet, terwijl er zich gedurende eb en vloed microribbels ontwikkelen.

Vermits slechts een beperkt aantal gesuperponeerde successies worden aangetroffen, is het niet uitgesloten dat een dergelijke opeenvolging gedurende één stormfase met hevige afslag van het zandwad of de geulrand tot stand kwam.



### 3.2. KLIMMENDE RIBBELLAMINATIE ( Foto III.2. )

Hoewel deze microsequentie niet erg typisch is voor wadafzettingen ( REINECK & SINGH, 1973 ) herkennen we zowel klimmende ribbels in fase als in drift in de meeste getijdegeulsequenties (\*).

Klimmende ribbels komen vooral voor tussen 0 en +1.5m O.P., dus in het onderste deel van de intertidale sedimenten.

Ribbeltype 1, met bewaarde lei- en loefzijde, evolueert meestal tot het type 2, waar enkel de leizijde van de structuren bewaard is ( JOPLING & WALKER, 1968; geciteerd door REINECK & SINGH, 1973 ). Volgens deze auteurs wijst deze evolutie op een afnemende suspensielading ten opzichte van de beddinglading. De klimmende ribbels in fase komen voor in afzonderlijke dunne zones van 10cm dikte. Ze wijzen op een zeer labiel evenwicht tussen aanwezig sediment, diepte en stroomsneheid.

De microsequentie illustreert de migratie van het lokale geulsysteem, gepaard gaande met een aggradatie, in een milieu dat periodisch sedimentrijk is.

De evolutie van de ribbeltreinen in fase tot gesuperponeerde ribbels uit fase, duidt op veranderende stroomsnelheden, met een afname in diepte van de waterkolom ( McKEE, 1965; geciteerd door REINECK & SINGH, 1973 ).

De aanwezigheid van sedimentaire structuren laat toe de stromingsrichting en de sedimentatierichting te reconstrueren.

De identificatie van dergelijke structuren hangt af van de toevallige profieloriëntatie ten opzichte van de oorspronkelijke stroomrichting.

### 3.3. MEGARIBBELSTRUCTUREN

Typische sequenties met megaribbels worden weergegeven op figuur III.1., op profielen (\*\*) en foto's ( III.3., III.4. en III.5 ). De beschrijvingen zijn enkel geldig voor de structuren in de testgebieden.

(\*) Zie ontsluitingen Dudzele, Waterzuiveringsstation, Zeveneke Zuid en Bredene Collector.

(\*\*) We verwijzen naar de profielen bij de ontsluiting Waterzuiveringsstation ( testgebied Brugse Middelland ) en bij de ontsluiting Bredene Collector ( testgebied inbraakgebied Bredene ).( Fig. X.32. en X.41. ).



De megaribbelstructuren zijn samengesteld uit een opeenvolging van nagenoeg parallel hellende foresets, die overgaan in niet altijd even goed bewaarde bottomsets met een subhorizontaal verloop. De foresets hebben een tangentieel karakter met maximale helling van 30 à 35°. De kruisgelaagde sets bestaan uit een afwisseling van dunne ( <1cm ) lemige of veengruisrijke en brede ( 5 tot 30cm ) zandige laminae.

Meestal komen twee van die veengruislaminae parallel voor, soms met microribbelstructuren of met een dun ( tot 2cm ) zandig tussenlaagje.

Een combinatie van een brede en een dunne zandlamina met de begrenzende fijnkorrelige kleilaminae, noemen we een bundel(\*) (vergelijk VAN DEN BERG (1980), TERWINDT (1971,1981)).

De dikte van de bundels wisselt vooral door de dikteverandering van de brede zandlaminae. De breedteverandering van de bundels verloopt geleidelijk.

De brede zandlaminae zijn gekenmerkt door een tabulaire inwendige laminatie met zelfs veenkeien, die door een soort lawine-effect werden afgezet, met de grofste elementen op de plaats waar de helling van de foresets vermindert.

De bottomsets vertonen microribbelstructuren van diverse aard. Een lijst met de beschouwde morfometrische parameters van de megaribbels, wordt gegeven bij de figuur III.1., die de terminologie verduidelijkt.

De megaribbelstructuren met ontdubbelde fijnkorrelige lamellen worden aan subtidale getijde-omstandigheden toegeschreven. Boven het peil +1m O.P. treedt er geen ontdubbeling van de fijnkorrelige lamellen meer op.

Megaribbels kunnen bewaard blijven in een systeem waar er een uitgesproken dominantie van één van de getijdestromingen heerst. We spreken van vloed- of ebdominante megaribbels. Bij de dominante getijdestromingen zijn de watersnelheden het grootst, terwijl ook het sedimenttransport het belangrijkste is.

De afzetting van klei en veengruis gebeurt tijdens de kenteringen. Het ingesloten zandlaagje wordt tijdens het ondergeschikte getij afgezet, de brede zandlaag tijdens de dominante stroming.

(\*) J.H. VAN DEN BERG (1980) beschouwt enkel de zandlaminae, afgezet tijdens de fase met dominante stroming.



De kenteringslamellen vertonen reactivatie-microribbels, structueren die tot stand komen bij het begin van de vloed- of eb-stroom.

In de litteratuur worden kenteringslamellen meestal als kleilaagjes omschreven ( mud drapes ) ( TERWINDT, 1981 ; BOERSMA, 1969 ; BOERSMA & TERWINDT, 1981 ; VAN DEN BERG, 1980 ).

Een bundel vertegenwoordigt één volledige getijdencyclus ( eb en vloed ). Het veranderend patroon van de breedte van de bundels en de bundelsequentie geeft aanwijzingen over de doodtij/springtij cyclus. In een semi-diurnale getijdencyclus worden tussen twee doodtijperiodes 28 bundels verwacht. Bij een evolutie van doodtij naar springtij wordt de snelheidstoename gereflecteerd in de breedte van de bundels.

De identificatie van de megaribbels in ontsluitingswanden hangt in grote mate af van de oriëntatie van de profielwanden. Enkel als die een zekere hoek met de kamlijn maakt, komt de typische foresetlaminatie tot uiting.

Het afleiden van de helling en evolutierichting moet dan ook met de nodige voorzorgen worden uitgevoerd. Waar de helling van de foresets het steilst is, gebruiken we de richting als criterium en schatten we de fout bij benadering op 10%.

Naast de subtidale megaribbelstructuren werden ook intertidale megaribbelstructuren waargenomen. Intertidale vormen zijn meestal kleiner en de ontdubbelde kenteringslamellen ontbreken.

### 3.4. LONGITUDINALE KRUISGELAAGDHEID

Deze structuren zijn karakteristiek voor kreekopvullingen. In het algemeen worden ze waargenomen in het bovenste deel van de intertidale sequenties, ook in de zandplaatsequenties. Ze komen voor als pointbar-afzettingen van kreekmeanders of ter hoogte van accumulatieve kreekoevers van verlandende of migrerende krekken. De gelaagdheid is inwendig opgebouwd uit verschillende gelaagdheidstypes, met lenticulaire- en flasergelaagdheid, uit hellende alternerende zand en kleilaagjes, uit microribbels, enz.



We stelden een typologie op voor de longitudinale kruis-gelaagde sets.

1. Type A. Geulrandfacies ( Foto III.6.)

Dit type bestaat uit zwakhellende ( <5%) getijdegelaagdheid, afwisselend met homogene humeuze kleilagen en meer zandige laminae met microribbelstructuren.

De inwendige gelaagdheid is pseudotabulair. Het geheel is opgebouwd als gevolg van afwisselende sedimentatie- en erosiefasen.

Lateraal en met toenemende diepte evolueert dit facies naar een zandiger sediment en verdwijnt de getijdegelaagdheid. Op de erosievlakken kunnen losgeslagen schelpkleppen voorkomen. Deze werden daar bij storm afgezet.

Het geulrandfacies is meestal bedekt met een zandige laag. De laminae aan de voet van de helling kunnen een licht concave vorm hebben.

2. Type B. Sygmoïdale structuren ( Foto III.7. )

Zowel bovenaan als onderaan is er een afbuiging met vermindering van de helling van de foresets. Bovenaan is het geheel bedekt met homogeen zand.

De maximale helling van de foresets bedraagt 30%.

Veengruis of kleiige laminae accentueren de laminatie.

Meestal zijn de sygmoïdale structuren daar aanwezig, waar het zand hoog voorkomt in de sequentie.

3. Type C. Prielstructuren ( Fig. X.32. )

Dit type bestaat uit zandlaminae, die rechtlijnig tot licht tangentieel verlopen, met wisselende helling. Op het eerste zicht gelijken ze op megaribbel- en tangentieel boegvormige structuren. Bottomsets met microribbels komen echter niet voor. De breedte van de laminae verandert vrij willekeurig. Dit type is ontstaan langs prielen en krekken, in een zandwad, niet noodzakelijk waar hoogwadsedimentatie in de onmiddellijke omgeving voorkwam. Voor de types A en B was dit wel het geval.



### 3.5 MICRODELTA KRUISGELAAGDHEID

Deze microstructuur bestaat uit steil hellende ( tot  $30^\circ$  ) parallelle foresetlaminæ. Vooral in de omgeving van de paleowaterlijnen, treffen we deze foresetlaminatie aan. Morfologisch zijn deze structuren vergelijkbaar met de intertidale kleinere megaribbels. De vormen komen voor op een subhorizontaal basisoppervlak. Bottomsets ontbreken evenwel. De breedte van de onderscheiden laminæ varieert vrij weinig. Ze vertonen in elk geval de cyclische verbredingen en vernauwingen niet, zoals aangetoond bij de megaribbels.

De bovengrens bestaat dikwijls uit een erosief microribbelveld. Deze structuren kunnen over 7 tot 10m lateraal vervolgd worden. De sets zijn hooguit 30cm dik.

De kruisgelaagdheid kan ontstaan aan de monding van diepere kreek in permanent subtidale geulen of bij de monding van een geultje in een ondiepe kom, ondergraven in het lengteprofiel van de getijdegeul.

Deze microsequentie wordt preferentieel gevormd bij één bepaalde dominante getijderichting. De kentering en de ondergeschikte getijstrooming heeft respectievelijk een iets fijnere sedimentatie of een sedimentatie-onderbreking voor gevolg. Eventueel grijpt er erosie van het topoppervlak plaats met microribbelvorming.

### 3.6. SETS MET FLASER- EN LENTICULAIRE LAMINATIE

Deze structuren zijn gebonden aan het hoogste kleihoudend deel van de zandwadsequenties en het gemengd wad.

Op grotere sedimentatiehoogte is de stroomsnelheid te gering voor ribbelvorming. Lager in de sequentie komt geen fijn materiaal tot bezinking, omdat de snelheid er te hoog blijft en/of omdat klei ontbreekt.

Flaser- en lenticulaire gelaagdheid zijn voldoende uit de literatuur gekend, zodat geen verdere beschrijving noodzakelijk is ( REINECK, SINGH & WÜNDERLICH, 1971 ; REINECK & WÜNDERLICH, 1968 ). Zowel enkelvoudige als gebifurceerde flaserlaminatie komt voor. Lenticulaire gelaagdheid is vrij zeldzaam.



### 3.7. TABULAIRE MICROLAMINATIE IN SUBTIDALE SEQUENTIES

Deze microsequentie bestaat uit subhorizontaal tabulair gelaagd zand. De grenzen van de laminae zijn erosief. Niveau's met erosieve en accumulatieve microribbelstructuren zijn zeldzaam. Deze microstructuur wijst op een alternatie van erosie- en afzettingsfasen.

De erosievlakken verlopen parallel met de gelaagdheid. Op de erosievlakken liggen schelpkleppen.

Bioturbaties en schelpen in levenspositie ontbreken.

De hydrologische omstandigheden, waarbij tabulaire gelaagdheid kan optreden, zijn echter zeer variabel ( ALLEN, 1968 ).

Wanneer de kritische snelheid voor ribbelvorming niet overschreden wordt, kan bij voldoende sedimentaanvoer immers ook parallelle fijne gelaagdheid optreden.

Het voorkomen van tabulaire sedimentatie, herhaalde erosie en de zeldzaamheid van microribbels sluiten in principe de hoge snelheden in het afzettingsmilieu niet uit. Deze uiten zich evenwel niet in de granulometrie.

De tabulaire laag moet zich bij de afzetting onder een waterkolom van minimum 2 tot 7m bevonden hebben. Bij deze diepte is de vereiste snelheid, nodig voor het ontstaan van hoogenergetische tabulaire sedimentaire structuren zeer groot.

In ondiepe mariene omstandigheden zijn stroomsnelheden van meer dan 3m/sec uitzonderlijk. Meestal worden ze tot 2m/sec groot ( REINECK & SINGH, 1973 ). Structuren met horizontale gelaagdheid, en antidunes worden dan slechts bij geringe waterdiepte gegenereerd. Hierbij steunen we op de vaststellingen van SIMONS & RICHARDSON (1962), die een verband afleidden tussen de diepte en de kritische snelheid voor het ontstaan van bepaalde structuren. Vanaf een bepaalde diepte neemt de kritische snelheid voor de vorming van microribbels en zelfs van megaribbels niet drastisch meer toe.

Voor andere structuren, die bij hogere snelheden ontstaan, neemt deze kritische snelheid echter wel drastisch toe met de toenemende diepte.



We besluiten aldus dat het tabulair facies in de diepere zones van de getijdegeulopvullingen in relatief kalme omstandigheden werd afgezet.

In grote getijdegeulen ter hoogte van Bredene werd dit facies niet aangetroffen en werden enkel gesuperponeerde megaribbels waargenomen. In de Oosterschelde komen in de diepere zones ook slechts megaribbels voor ( VAN DEN BERG, 1980 ) ( Foto III.3. ).

### 3.8. GETIJDEGELAAGDHEID (\*)

Het betreft een klei - zandlaminatie, met subhorizontaal verlopende tabulaire laminaeparen, bestaande uit afwisselend fijn zand tot kleiig zand en klei.

Deze microsequentie is opgebouwd uit een kenteringssediment (klei) en een sediment afgezet bij eb en vloed onder meer energierijke omstandigheden (zand). Ze komt bij voorkeur voor tussen +2.5 en 3.5m, in de bovenste klastische eenheid en dit op de overgang tussen zandwad- en slikwadsedimenten.

In de geulrand- en verlandingssequenties wordt de getijdegelaagdheid ook op grotere diepte aangetroffen, bijvoorbeeld in de longitudinale kruisgelaagdheid.

Gezien de gemiddelde energie in de getijdegeulen, worden in de diepere zones van de getijdesequenties de kenteringssedimenten beneden een bepaald peil geërodeerd.

In het bovenste deel van de intertidale zones is dit niet het geval.

Dikwijls is de dikte van de onderscheiden kleilamellen te groot om slechts gedurende één tijkentering tot stand te zijn gekomen.

(\*) " Tidal bedding " volgens REINECK & SINGH (1973).



#### 4. TYOLOGIE VAN DE MACRO-WADSEQUENTIE

De normale wadsequenties worden als volgt onderverdeeld :

##### 1. De getijdegeul evolueert tot hoge zandplaat.

Tot hoog boven de gemiddelde laagwaterstand wordt zand afgezet. Dergelijke zandplaten worden in actieve wadden tussen belangrijke eb- en vloedscharen opgemerkt. Slechts een dunne hoogwadsequentie bedekt de zandplaatsedimenten in de bestudeerde sequenties.

##### 2. De getijdegeul ontwikkelt tot zandwad en uiteindelijk tot hoogwad.

In tegenstelling tot het vorige komen de zandige sedimenten minder hoog voor, terwijl er zich een dikkere kleibedekking vormt.

##### 3. De getijdegeul evolueert tot kreek.

Bij een algemene verlanding van een wadgebied, wordt een breed getijdegeulsysteem opgevuld tot een kreek in een schorregebied overblijft.

Daarnaast onderscheiden we geulrand-, verlandings- en ondergravingsequenties. Deze zijn vooral door een dominante kleisedimentatie gekenmerkt.

#### 4.1. WADSEQUENTIE 1 : DE SUCCESSIE GETIJDEGEUL - ZANDPLAAT - HOOGWAD.

##### 4.1.1. ALGEMENE KENMERKEN

Deze sequentie is, behalve bovenaan, gekenmerkt door het frequent voorkomen van inwendige erosievlakken.

In het oostelijk deel van de kustvlakte vertoont deze sequentie een absolute afwezigheid van een belangrijke fijne fractie, behalve in kleikeien. Deze laatste liggen verspreid en werden in feite als grove fractie vertransporteerd.

Megaribbelstructuren zijn vooral in de meer landwaarts gesitueerde getijdegeulsequenties vrij zeldzaam.

De sequentie bevat microsequenties, die niet typisch blijken te zijn voor getijde-afzettingen, zoals bijvoorbeeld klimmende ribbels ( REINECK & SINGH, 1973 ).



De successie van deze wadafzettingen getuigt van sterk fluctuerende energie-omstandigheden ( erosie en afzetting ), waarbij de voorwaarden voor kleisedimentatie of beter voor het bewaren van de afgezette klei slechts in de hoogste afzettingszone voldaan is.

De sedimentsequenties vertonen slechts in beperkte mate bioturbaties. De getijdegeulen en de meeste zandplaten kennen een te hoge sedimentatiesnelheid en erosiecapaciteit, hetgeen ongunstig is voor endobionten. Slechts de bovenste zone van de hoge zandplaten en de gemengd wad sequentie kunnen intens gebioturbeerd zijn.

Slikkesedimenten vertonen soms migratiesporen van Scrobicularia plana. De hoge zandplaten worden door wormen aangetast, vooral Arenicola sp. wormkokers komen voor, naast sporen van Scoloplos armiger, Nereis sp.(?) en andere ( Foto III.8. ).

De sedimentaire structuren dateren uit periodes met intens zandtransport, waarbij grote hoeveelheden tegelijk werden afgezet.

De wadsequentie bestaat samengevat uit een opeenvolging van microsequenties in een geheel met planaire macrostratificatie en met bovenaan tabulaire gelaagdheid.

Een algemeen geldige typische opeenvolging van de sedimentaire structuren kon niet geïdentificeerd worden.

Onderstaande bespreking van de sedimentsequentie getijdegeul - zandplaat - hoogwad, behandelt de meest typische en frequent voorkomende successie.

Hierbij wordt rekening gehouden met volgende factoren : de positie ten opzichte van de kustbarrière, de lokalisatie ten opzichte van de rand van de maximale uitbreiding van geulen, de verticale positie ( subtidaal, intertidaal ).

Het lokale stratotype van deze sequentie wordt bij de bespreking van de ontsluiting Waterzuiveringsstation in het testgebied Brugse Middelland in detail beschreven ( Foto III.9. ).



#### 4.1.2. BESCHRIJVING ( Tabel III.2. )

##### A. Subtidale sequentie

##### 1. Lithofacies basislaag ( Foto III.13 )

Dit is hoofdzakelijk een residueel sediment, waarbij de samenstelling in hoge mate afhangt van de samenstelling van het vroegere substraat.

In ondiepe brede trogvormige sets komen veenkeien, schelp-accumulaties en middelmatig tot grof zand voor.

Dikwijls is die laag bovenaan erosief begrensd.

Dit facies ontbreekt meestal langs de geulranden. Het getuigt van hoog energetische omstandigheden bij het ontstaan van de geul.

##### 2. Tabulair lithofacies (\*)

Dit facies is in de diepste delen van de geulopvulling aanwezig, vooral in de landwaartse zone van de kustvlakte.

Het kan verschillende meters dik zijn en bestaat uit een tabulaire laminatie met geringe helling, soms nagenoeg vlak verlopend. Sporadisch worden microribbelniveau's waargenomen.

##### 3. Planair lithofacies ( Foto III.9. )

Weinig hellende erosievlakken begrenzen de samenstellende co-sets. Inwendig tabulaire microstratificatie, verspreide megaribbelstructuren, klimmende microribbels en strandafzettingen ( microsequentie 1 en 2 ) komen frequent voor.

Deze structuren kunnen doorsneden zijn door parallel en tangentieel trogvormige sets.

In zeewaartse ontsluitingen worden op dezelfde hoogte gesuperponeerde unidirectionele megaribbelstructuren aangetroffen.

##### 4. Lithofacies met unidirectionele megaribbels van subtidale aard ( Foto III.3, III.4., III.5. )

Deze werden dikwijls op uitgestrekte subtidale platen afgezet.

(\*) We verwijzen naar microsequentie 7.



## B. Intertidale sequenties

### 5. Planair lithofacies naar boven toe subtabulair

De sedimentaire structuren getuigen van een afwisseling van erosie en afzetting. De microsequenties 1 en 2 zijn typisch voor dit lithofacies.

Intertidale megaribbelstructuren worden sporadisch en verspreid aangetroffen.

De bovenste gedeelten hebben flasergelaagdheid met veengruis, dat de rol van de overigens afwezige kleifractie inneemt.

### 6. Lithofacies met longitudinale kruisgelaagde sets.

Type B en vooral type C komen voor.

Deze kruisgelaagde sets behoren bij de kreekopvullingsfasen of de prielopvullingen van het zandwad.

Dit facies heeft een discontinue verspreiding. Het ligt tot 2.5m onder het maaiveld en zijn maximale sethoogte bedraagt 70cm.

### 7. De bioturbatiezone.

De bioturbatiezone komt onafhankelijk van de aanwezigheid van het lithofacies 6 voor.

Bivalven, vooral Cerastoderma edule, en wormen ( Arenicola sp., Scoloplos armiger, Nereis sp. ) veroorzaakten een intense doorwoeling binnen een kritisch hoogte-interval ( tussen +1.9 en 2.6m ter hoogte van het Waterzuiveringsstation, testgebied Brugse Middelland ).

### 8. Subhorizontaal tabulair lithofacies

Dit facies is fijn gelamineerd. Het kleigehalte neemt toe naar boven toe. Flaser gelaagdheid komt voor.

Inwendige erosievlakken ontbreken nagenoeg.

Bioturbatiestructuren van Cerastoderma edule en - glaucum zijn sporadisch aanwezig.

### 9. Homogeen kleifacies.

Uit het tabulair lithofacies ontwikkelt zich geleidelijk een heterogeen doorwortelde kleilaag, waarin zelden schelpen in levenspositie worden aangetroffen.



Op bepaalde plaatsen is deze kleilaag tot aan het maaiveld subhorizontaal tabulair gelamineerd.

#### 4.1.3. AANVULLENDE KENMERKEN

##### 4.1.3.1. Intertidale en subtidale megaribbelstructuren

Er wordt een onderscheid gemaakt tussen zeewaarts ( Bredene ) en landwaarts ( Brugge ) gelegen profielen.

In de bestudeerde sequenties zijn de intertidale megaribbels kleiner dan de subtidale en komen ze afzonderlijk voor, met andere woorden niet gesuperponeerd of in ribbeltreinen.

Enkel in de zeewaarts gesitueerde ontsluiting, bijvoorbeeld te Bredene, worden gesuperponeerde unidirectionele megaribbelstructuren beneden het peil +1m aangetroffen.

Verder landinwaarts worden in de diepere delen van de geulopvullingen enkel verspreide megaribbels waargenomen, die niet aan een welbepaald kritisch sedimentatieniveau gebonden zijn.

In ontsluitingen konden we volgende kenmerken afleiden :

- Zowel in de zeewaartse als in de landwaartse waarnemingspunten, worden de megaribbelstructuren kleiner naar boven toe.
- De helling van de foresets neemt af naar boven toe.
- In Bredene komen ook ribbels voor met een gebogen kamlijn, hetgeen zich uit in trogvormige structuren in de profielwanden, op voorwaarde dat deze volgens de kamlijn georiënteerd zijn.

( Fig. X.41. ).

De breedte van de bundels neemt toe, hoe dieper de megaribbels gelegen zijn. Verder landinwaarts is het omgekeerde het geval !

- Te Brugge liggen enkel ebgerichte megaribbels beneden Om O.P. Dit betekent dat de helling van de foresets consequent naar het NW tot het NO verloopt.

Tussen 0 en +1m O.P. werden enkel vloedgerichte megaribbels aangetroffen met hun helling naar het ZW gericht.

In Bredene echter komen tussen +1 en -1.5m O.P. enkel gesuperponeerde vloeddominante megaribbels voor.



- De bottomsets zijn het best ontwikkeld in de grootste megaribbelstructuren.  
Inwendige erosie, die bij de reactivatie na de kentering en door het lawine-effect kan optreden, was blijkbaar veel effectiever in de bovenste subtidale sets. Desondanks kunnen de bottomsets zelfs in het beste geval maar over korte afstand vervolgd worden. De breedte van de gesuperponeerde bottomsets wordt nooit dikker dan 15cm.
- De lawinestructuren in de brede zandlaminae verlopen niet altijd parallel met de kenteringsstructuren.
- Aan de hand van tellingen van de bundels konden we slechts zelden de volledige doodtij-springtij cycli reconstrueren. Dit is te wijten aan het vrij ondiep voorkomen van de megaribbels, de mobiliteit van het geulensysteem met snel wisselende omstandigheden en de erosie bij de vorming van de ribbels zelf.
- Het oppervlak waarop de megaribbels zich ontwikkelen, is meestal vrij vlak. Enkel de intertidale megaribbels kunnen tot stand komen op een hellend basisoppervlak.
- De kenteringslaminatie bestaat overal, ook in de intertidale megaribbels hoofdzakelijk uit veengruis.  
Kleisedimentatie treedt in veel mindere mate op.
- De megaribbelstructuren worden bovenaan erosief begrensd, zodat hun oorspronkelijke hoogte niet af te leiden is.
- De hoogst voorkomende subtidale megaribbels hebben foresets met concaaf uiterlijk.  
Dieper worden eerder tangentiële structuren waargenomen.

A.V. JOPLING (1965) gaf aan de karakteristieken van de megaribbels een hydrodynamische betekenis.

De hellingstoename van de foresets naar onder toe, kan aan de toenemende waterdiepte bij afzetting worden toegeschreven. Hoe dieper, hoe steiler de foresets.

Daartegenover staat dat toenemende watersnelheden een overgang bewerkstelligen van hoekig contact met de bottomsets over tangentiële tot concave vorm van de foresets.

De relatieve snelheid zal met andere woorden naar boven toegenomen zijn.



Bij het ontstaan van de hoogst gesitueerde subtidale megaribbels worden de grootste vormingssnelheden bereikt.

De intertidale megaribbels hebben meestal steile foresets. Gezien de geringe waterdiepte bij hun ontstaan, wijst dit op relatief lage snelheden.

#### 4.1.3.2. Vergelijking van de zeewaartse en landwaartse gesitueerde getijdegeulsequenties.

De belangrijkste gelijkenissen en verschillen worden in tabel III.1. weergegeven.

Te Bredene komt een sequentie voor, waarbij klei op een lager peil werd afgezet dan te Brugge en waar de zandplaat, tussen 2.8 en 3.5m O.P. gelegen, slechts met een dun hoogwadpakket werd bedekt.

De hogere energie-omstandigheden in de buurt van het zeegat te Bredene uiteten zich in de superpositie van megaribbels. Verder landinwaarts kwamen, ondanks de grotere dimensies van de geul, laagenergetische afzettingen tot stand ( microsequentie 7 ).

In de zeewaartse zone ter hoogte van Bredene komen in het subtidale deel veel minder erosievlakken voor dan te Brugge. Vooral in de intertidale zone te Bredene is erosie en afzetting afwisselend doorgegaan. De energiecapaciteit nam er af met toenemende aggradatie.

Te Brugge verminderde de erosiecapaciteit en de afzettingssnelheid eveneens naar boven toe, doch hier is het verschil met het subtidaal deel niet aan te tonen.

#### 4.2. WADSEQUENTIE 2 : DE SUCCESSIE GETIJDEGEUL - ZANDWAD - GEMENGD WAD - HOOGWAD. ( Tabel III.2. )

De getijdegeulopvullingen zijn volkomen analoog met de sequentie getijdegeul - zandplaat - hoogwad.

Het verschil met de voorgaande sequentie ligt vooral in de dikte en het facies van de bovenste kleiige sedimenten.



Op lagere sedimentatiehoogtes kan onafhankelijk van een gewijzigde zeespiegel klei sedimenteren, vanzelfsprekend onder kalme omstandigheden. Dergelijke sequentie komt ondermeer voor in de wantijgebieden tussen grote geulsystemen.

De wadsequentie ontwikkelde zich door aggradatie op een zwak hellend oppervlak. Er is meestal slechts een vrij dunne zone met een gemengd wadfacies.

In de zandige afzettingen zijn de microribbelstructuren vrij typisch, met flaserlaminatie, waarin veengruis de rol inneemt van de klei- en leemfractie.

De overgangszone tussen zand- en kleidominante facies kent een tabulaire microlaminatie, waarbij er naast een microscopische afwisseling van zand en klei ( $< 5\text{mm}$ ) ook nog een tabulaire macrostratificatie voorkomt met zandige en kleiige lagen die elk tot 10cm breed kunnen worden.

#### 4.3. WADSEQUENTIE 3 : KREEKOPVULLINGEN IN EEN HOOGWADGEBIED.

##### 4.3.1. LITHOFACIES ( Tabel III.2. )

###### 1. Basislithofacies Kr1

Het betreft een zeer gevarieerd sediment, dat kan bestaan uit klei, veengruis, schelpen en een zand - klei afwisseling.

Het is gedeeltelijk samengesteld uit heterogeen materiaal afkomstig van massabewegingen.

Het basislithofacies is gekenmerkt door lateraal aansnijdende zeer brede, ondiepe, trogvormige sets.

In geval de evolutie van zandplaat of zandwad tot kreek geleidelijk gebeurde, kan het lithofacies ontbreken.

De vorming van het kreekfacies voltrok bij zeer wisselende energie-omstandigheden; klei sedimenteerde in ondiepe plassen, schelpaccumulaties kwamen tot stand in geultjes, waarin water bleef stromen, ook bij laagwaterstanden.

###### 2. Lithofacies met longitudinale kruisgelaadheid Kr2

We verwijzen naar respectieve foto's III.6., III.7. en III.12.

De granulometrische kenmerken zijn sterk wisselend, met klei-



dominante en zeer zandige facies ( Type A, B en C ).

Microribbels komen vooral in de zandige intercallaties frequent voor.

Het lithofacies werd afgezet langs kreekoevers en maakt als dusdanig een belangrijk deel uit van de kreekopvulling.

3. Lithofacies met klei-zandlaag en chaotische structuren Kr3.

Dit lithofacies werd door slump- en andere massabewegingen veroorzaakt en is soms in de longitudinale kruisgelaagdheid geïntercalleerd ( Foto III.12. ).

4. Tabulair lithofacies met flaserstructuren

Meestal bestaat het uit kleihoudend tot kleilooos zand, dat dikwijls veengruis bevat en flaserstructuren vertoont.

Verspreid komen schelpkleppen voor : Cerastoderma edule is dominant.

Dit facies kwam tot stand door verticale aggradatie bij de opvulling van bredere kreken.

5. Oeverwal lithofacies Kr5

De sedimentologische kenmerken van oeverwallen zijn sterk wisselend. Granulometrisch gezien kan het sediment variëren van zand tot klei. De granulometrie hangt volledig af van de lokale energetische omstandigheden. Het sediment is altijd grover dan dat van de omgevende schorre- en slikke-afzettingen. Het kalkgehalte wisselt sterk, afhankelijk van de duur van expositie aan de lucht gedurende de wadfase en van postsedimentaire omstandigheden.

De bestudeerde overwallen bevatten geen sedimentaire structuren. De breedte van de bewaarde oeverwal hangt in hoge mate af van de laterale migratie van de kreek.

De oorspronkelijke hoogte van dergelijke vormen is actueel moeilijk na te gaan. Veel dikker dan 0.5m zullen de sedimenten die we tot dit facies rekenen, nooit geweest zijn.

6. Homogeen zwaar kleilithofacies, meestal met plantenresten Kr6

Het is een verlandingsfacies, afgezet in de restgeulen. De dikte is sterk variërend. Sporadisch worden Scrobicularia plana schelpkleppen aangetroffen.



#### 4.3.2. OEVERWALSEQUENTIES

##### 1. Oeverwallen langs de erosieve oevers van kreek :

We beschouwen een sequentie uit het Land van Saeftinghe (\*). Ze is opgebouwd uit zware en doorwortelde schorresedimenten, die op hun beurt de zwaardere kleislikke-afzettingen bedekken. Bovenaan zijn de sedimenten minder doorgroeid en zandiger. Deze laatste vormen de oeverwalafzettingen *senso stricto*. Er bestaat een duidelijk granulometrisch verschil tussen de diverse laminae die de oeverwal opbouwen.

Bij laterale migratie van de kreek kunnen oeverwallen afgebroken worden, zodanig dat ze slechts over een beperkte breedte kunnen vervolgd worden in paleosequenties.

De breedte en de dikte van de zandige laag hangt af van de oorspronkelijke dimensies van de kreek.

Bij de omkering van de migratierichting kunnen de sequenties die lichter worden naar boven toe gefossiliseerd worden.

Een evolutieschema van de bestudeerde erosieve oeverrand, wordt op figuur III.3. weergegeven.

Bij een wad, dat onder stijgende hoogwaterstanden ontwikkelt, kan aldus een zandige tussenlaag bewaard blijven in de hoogwadsequenties door de migratie van de schorre over de slikke-schorre-oeverwal sequentie.

Het is vooralsnog zeer hypothetisch om kreekopvullingsfasen volgens een relatieve tijdsschaal te ordenen, vermits sedimentatiehoogtes, op één tijdstip, van plaats tot plaats in een wadgebied, sterk kunnen verschillen.

##### 2. Oeverwallen langs de accumulatieve oevers van kreek :

Accumulatieve kreekranden zijn gekenmerkt door longitudinale kruisgelaagde structuren.

Door de laterale migratie tijdens de opvulling van de kreek of geul kan de iets zandiger oeverwal lateraal meeëvolueren.

(\*) Zie Foto III.10. en III.11.



Van onder naar boven ontstaat volgende opeenvolging : zand, bruuske overgang naar schuine getijdegelaagdheid met afwisselend klei- en zandlaminae, homogeen of horizontaal gelaagde zandhoudende laag ( van klei tot kleiig zand ) en een homogeen kleidek. Een normale sequentie met langzame verfijning van het sediment met toenemende sedimentatiehoogte komt aldus niet voor.

Waar zandige longitudinale kruisgelaagde sets ( Type C ) de kreekoevers uitmaken, is er geen granulometrische differentiatie te maken tussen oeverwal- en kreekopvullingen. De longitudinale kruisgelaagdheid is dikwijls bedekt met een subhorizontaal fijn gelamineerd zand. Meestal snijdt dit tabulair facies de kruisgelaagdheid bovenaan erosief aan langs een subhorizontaal erosievlak. Op andere plaatsen is er bovenaan een geleidelijke hellingsvermindering van de laminatie, waardoor een tabulair oeverwalfacies ontstaat.

#### 4.3.3. DE OPVULLINGSGESCHIEDENIS VAN KREKEN

De opvullingsgeschiedenis van krekken werd gereconstrueerd op basis van waarnemingen van actieve processen in het Land van Saeftinghe ( Emmadorp ).

Foto III.13 illustreert een kreek met langs de ene oever erosie door ondergraving van de schorre en met vorming van longitudinale kruisgelaagdheid op de andere accumulatieve oever.

Indien erosie en afzetting niet simultaan gebeuren, veranderen de dimensies van de kreek. In het specifieke geval kan de afslag de aanwas niet bijhouden. Als gevolg hiervan raakte de getijdeshaven Emmahaven in onbruik.

Erosie en aanwas beperken zich niet steeds tot dezelfde oever. Kreekmigratie wordt geconditioneerd door de beperkte erosiegevoeligheid van de schorrekleien. Deze ondergaan, gezien hun hoge ligging, een zekere rijping door waterverlies. De cohesie wordt nog vergroot door het wortelsysteem van de planten. Naar onder toe in de sedimentsequentie neemt het zandgehalte toe, de begroeiingssporen nemen er af. De cohesie neemt naar onder toe af.



Bij vloedkentering nemen de stroomsnelheden af ; de schorre wordt overigens slechts overstroomd bij springhoogwater. Dieper in de kreek is de transportmogelijkheid groter. Het losse zand kan verplaatst worden bij eb of vloed. Deze verschijnselen verklaren de mogelijkheid tot ondergraving, waarbij de slikke- en schorrekleien uiteindelijk kunnen verplaatst worden door slumping, toppling, afglijden en afschuiven. Dit veroorzaakt dan de chaotische sedimentaire structuren. Door de relatieve cohesie en de verzadigingsgraad van het verplaatst materiaal treden plooingsstructuren en breuken op ( Foto III.12. ).

De longitudinale kruisgelaagdheid kan dergelijke chaotische geordende sedimenten bedekken bij latere inversie van de migratierichting.

Langsheen het lengteprofiel van de kreek, kunnen plassen voorkomen, waarin de klei kan sedimenteren in de kreekbedding zelf. De migratiecapaciteit van krekken evenaart deze van subtidale geulen niet o.a. door de erosieresistentie van de hoogwadmoleien.

Schorre-uitbreiding kan zich voordoen ten gevolg van kreekmigratie. In dit geval is er geen overgang van zandwad tot slikwad waarneembaar en migreert de schorre in feite op oeverwalsystemen, die longitudinaal kruisgelaagde sets bedekken.

De uitbreiding van schorren achter oeverwallen is beperkt tot de omgeving van reeds bestaande krekken in een schorrelandschap. De verspreiding van die sequentie is met andere woorden evenredig met de maximale dimensie van de kreek.

De breedte van krekken kan variëren tussen enkele m en verschillende honderden m.



#### 4.4. WADSEQUENTIE 4 : DE SUCCESSIE GETIJDEGEUL - ZANDWAD - KREEK - HOOGWAD.

Wadsequentie 4 is ontstaan door het geleidelijk ontwikkelen van een kreek uit een bestaande getijdegeul. Wadsequentie 3 daarentegen heeft zich erosief ingesneden, nadat het hoogwad ontwikkeld was. Meestal treffen we een combinatie van wadsequentie 4 aan met wadsequentie 3.

Het onderscheid tussen het zandwad- en kreekopvullingsfacies is soms vrij moeilijk te maken. Zeer brede krekken hebben dezelfde kenmerken als zandwadden met microribbelzones, longitudinale kruisgelaagdheid en megaribbels.

In actieve milieu's, zoals te Saeftinghe werd de overgang van getijdegeul naar de soms brede krekken nagegaan. We constateerden dat de diepte en de breedte van de krekken geleidelijk toeneemt in zeewaartse richting, waar ze aansluiten op de getijdegeulen. Naar de geulen toe verdwijnen de kliffen langs de kreekoevers.

Lokale erosieverschijnselen zijn gebonden aan kleine eb- en vloedscharen. In deze scharen kan zelfs bij laagwaterstand water blijven stromen.

De kreekoevers worden gekenmerkt door minder hellende longitudinale kruisgelaagdheid.

Gezien de dimensies van de intertidale zone kunnen we beter spreken van een overgang van kreekopvulling - zandwadaggradatie, waarbij het belang van het slikwad (zeewaarts de kleislikke) toeneemt.

De overgang van de zandplaat (brede kreekbedding) tot kleislikke wordt in Saeftinghe dikwijls gekenmerkt door een relatief steiler hellende zone, waarin longitudinale kruisgelaagdheid voorkomt. De sequenties die wij waarnemen in de Belgische kustvlakte vertegenwoordigen op één bepaalde plaats een landschapsevolutie zoals we die in Saeftinghe vanaf de monding van de geul in de Schelde in landwaartse richting achtereenvolgens kunnen bestuderen. De zones met dikke kleisequenties hebben geleidelijke evolutie van zandwad tot kleislikke ondergaan.



Uit deze bevindingen kunnen we de aanwezigheid van de hoog voorkomende zandlagen verklaren in de landwaartse zone. Zeewaarts werden dikkere kleisequenties afgezet.

Terwijl de kreekopvulling landwaarts gebeurde door migratie van de zandige oeverwallen, komt de verlanding van het gebied meer zeewaarts overeen met een uitbreiding van de kleislikke.

Klei kan er op lagere hoogte sedimenteren.

#### 4.5. WADSEQUENTIE 5 : GEULRANDSEQUENTIE.

We beschouwen de geulrandgebieden die overeenkomen met de potentiële maximale getijdegeuluitbreiding.

De oeversedimenten van kreken worden hierbij in principe niet behandeld.

De geulrandzones bevinden zich in de onmiddellijke omgeving van de Pleistocene donken of van de overdekte veengebieden.

Gedurende de geulopvulling verschuiven deze randzones lateraal. Hierbij worden geulsedimenten afgezet met analoge karakteristieken als de vroeger besproken wadsequenties 1, 2 en 3.

We maken een onderscheid tussen de geulrandopvullingen die enerzijds bij energierijke en anderzijds bij energiearme omstandigheden tot stand kwamen.

##### 4.5.1. GEULRANDSEDIMENTEN ONTSTAAN BIJ ENERGIERIJKE OMSTANDIGHEDEN.

Het betreft de sequenties die op plaatsen waar het veen erosief werd weggeslagen, overeenkomen met de wadsequenties 1 en 2. Het erosievlak aan de basis helt meestal steil naar de meer centrale geuldelen toe. De sedimenten zijn hoofdzakelijk zandig. Wanneer de dikte van het veen relatief beperkt is ( <1m ), kan het veen ondergraven worden.

In dergelijke gevallen is er geen geleidelijke dikteafname van het veen in de richting van de geulrand waarneembaar.

Waar het veen nog voorkomt, wordt het overigens direct bedekt door zware klei ( Fig. III.4. ). Oeverwalsedimenten liggen niet op plaatsen met veen in de ondergrond.



Op het veen ontwikkelde zich het hoogwad, vooraleer de geul het gebied beïnvloedde en er de kleiplaat in klif stelde.

Meer zeewaarts ter hoogte van Bredene verloopt het erosievlak aan de basis van de getijdegeulafzettingen eerder geleidelijk met een helling die maximaal 5% bereikt. Klei- en veenlagen worden aangesneden. In die gevallen komen specifieke randgeul-facies niet voor en is er een onlap sedimentatie op het basis-erosieoppervlak.

De aard van het geulrandfacies hangt in hoge mate af van de lokale energie-omstandigheden en niet zozeer van het substraat. De helling van de rand van de geul daarentegen is functie van het te eroderen materiaal. Indien dit materiaal bestaat uit zand dat tot hoog in de sequentie voorkomt met een dun klei en/of veendek, kunnen kliffen en ondergravingsverschijnselen een steile geulrand induceren.

Waar dikke erosieresistente lagen aanwezig zijn ( klei en veen ) verloopt de helling veeleer geleidelijk.

Langs energierijke geulranden werd geen verlandingsfacies afgezet in de restgeulen.

Het pseudotabulaire karakter van de geulrandopvulling wijst op een geleidelijke aggradatie, waarbij de oorspronkelijke geulrand, ondanks de onmiddellijke nabijheid van hoogwad-omstandigheden, als zandwad of zandplaat kan fungeren.

#### 4.5.2.GEULRANDFACIES ONTSTAAN BIJ ENERGIEARME OMSTANDIGHEDEN.

De overgang van zandige geulsequentie naar zware kleisequentie op de veenplaten gebeurt geleidelijk (\*).

De bestudeerde sequenties bestaan uit een stapeling van schubvormige structuren met erosieve weinig hellende grensvlakken ( Fig. III.4. ).

Ook de top van het veen kan een helling vertonen parallel met de schubgrenzen.

Elke schub is opgebouwd uit een aantal subfacies, die zowel vertikaal als lateraal zandiger worden met toenemende diepte.

(\*) Zie ontsluiting Dudzele Noord, testgebied Brugse Middelland.



Van onder naar boven bestaat een schub uit een sequentie van fijn zand overgaand in een klei-zand alternatie en uiteindelijk in een homogene klei.

De schubben vormen eigenlijk cosets met inwendige longitudinale kruisgelaagdheid, gekenmerkt door een zeer zwak hellende inwendige laminatie.

Zeër veel herwerkt veen wordt aangetroffen.

Uit de morfologie van de schubben en van het erosieoppervlak op het veen, leidden we de evolutie van de geulrand af ( Fig. III.4. ).

Naarmate de tijd vordert neemt de helling van de erosievlakken af. De areale uitbreiding van de geulen neemt eigenlijk toe tot de sedimentatiehoogte dermate hoog wordt en de afstand tot de diepste geulen zo groot, dat de hoogwadontwikkeling uitbreidt.

De eerste fasen ( Fig. III.4. ) komen overeen met een verschuiving van het diepste deel van de geul in één richting samen met de erosie van de schorren in de andere richting.

In latere fasen kunnen steiler hellende erosievlakken ontstaan, waardoor enkel de lagere delen van de geulrand door erosie worden aangetast.

Uiteindelijk treedt er toch een nettomigratie en uitbreiding van de schorre op, in dezelfde richting van de verschuiving van de diepste delen van de geul.

Deze geulrandstructuren zijn niet helemaal vergelijkbaar met migrerende pointbars in meanders.

Bij deze geulrandsequentie wordt er klei afgezet op lagere niveau's dan in de normale opeenvolging.

Zelfs in de onderste intertidale zone komt klei tot sedimentatie. Deze geulrandsequenties hebben echter een zeer lokale verspreiding.



#### 4.6. WADSEQUENTIE 6 : VERLANDINGSSEQUENTIE

In principe is elke opvulling van kreek of geul een verlandingssequentie. We beschouwen enkel die facies, die werden afgezet bij drastische energie-afname in bestaande geulen en kreken en dit door het wegvallen van het getij of minstens bij tempering van de getijdewerking.

##### 4.6.1. KREEKVERLANDINGSSEQUENTIE

Deze verlandingssequentie bestaat uit zware kleien, afgezet in trogvormige sets. De klei is dikwijls humeus, soms bevat ze macroscopische plantenresten. Meestal hebben die sets een beperkte diepte ( maximaal 1.5m ).

In het inbraakgebied van het Zwin, o.a. te Damme komen in de niet volledig opgevulde restkreken zware kleien voor (\*).

##### 4.6.2. GEULVERLANDINGSSEQUENTIE (\*\*)

Deze sequentie wordt gekenmerkt door de aanwezigheid van klei tot op ongewoon grote dieptes, ook in de subtidale delen. Ze bestaat uit een afwisseling van kleilagen en zandlagen met variërende dikte en samenstelling.

Vooraf in het bovenste gedeelte is de getijdegelaagdheid vrij typisch.

Geulverlandingssequenties getuigen van sterk wisselende energie-omstandigheden, zelfs wanneer de opvulling reeds een hoog peil bereikte ten opzichte van de hoogwaterstanden.

De kleilagen worden afgezet in ondergravingszones langs het lengteprofiel van de geulbedding.

De verlandingssedimenten komen in afgesneden of doodlopende geulen tot bezinking.

In het bijzonder dienen de geulopvullingsfacies van het Zwin te worden vermeld ( testgebied Polders van Damme ). Ook ter hoogte van Wenduine wordt er van kleiige opvullingen van geulen gewag gemaakt ( DEVOS, 1984 ).

(\*) G2 op de Bodemkaart van België ( AMERYCKX, 1958 ).

(\*\*) Zie ontsluiting Blankenbergse Steenweg, testgebied Brugse Middelland ( MOSTAERT, 1980 ).



Samengevat kunnen we stellen dat verlandingseffecten zich vooral in ultieme opvullingsfasen manifesteren, waarbij belangrijke kleisedimentatie optreedt.

#### 4.6.3. VEGETATIEHORIZONTEN

Vegetatiehorizonten liggen verspreid in de hoogwadsequenties.

Het vegetatiehorizont te Bredene bestaat uit een serie veenlaagjes ( darg ) die in een zeer compactie-gevoelige klei, rustend op veen, voorkomen. Actueel bevinden deze horizonten zich tussen 2.5 en 2.9m O.P. in een relatief zandige intercallatie tussen twee kleilagen.

Het vegetatiehorizont in het Brugse Middelland ligt ter hoogte van de ontsluiting Blauwe Toren op het peil +2.8 en 3.2m en bestaat uit een humeuze zwarte klei. Op die plaats werden in de nabijgelegen geulafzettingen weinig gerolde Romeinse potscherven verzameld. Dit vegetatiehorizontje bevindt zich actueel in de onmiddellijke omgeving van de rand van een opgevulde getijdegeul. Het werd er gedeeltelijk door geulwerking geërodeerd.

Het vegetatiehorizont te Koolkerke ligt op 3.2m O.P. en bestaat uit een 5cm dikke kleilaag, over een zeer beperkte oppervlakte vervolgbaar. Het rust op oudere wadafzettingen.

Het vegetatiehorizont in de randzone van de kustvlakte bestaat uit een humeuze klei, die rechtstreeks rust op Pleistoceen substraat. Het horizont ligt boven +2.4m O.P. en bevat geen identificeerbare macroscopische plantenresten.

Er bestaat geen verband tussen dit vegetatiehorizont en de algemenen organische eenheid of de bodem op de meeste plaatsen in het substraat ontwikkeld.

Het betreft een overstromingsfacies, waarbij klei werd aangevoerd onder mariene invloed. Anderzijds lijkt het afzettingsmilieu op een plasafzetting, gezien zijn positie ten opzichte van het achterland ( lagunair facies, macroscopische Phragmites resten komen echter niet voor ).



#### 4.6.4. LAGUNAIR FACIES

Lagunaire sedimenten bestaan vooral uit zware kalkhoudende en humeuze ongelaagde klei. In vele gevallen is fysische rijping van de klei niet doorgedaan en getuigt ze van continue onderwateromstandigheden.

Lagunaire afzettingen komen tot stand in ondiepe plassen, waar vrij geringe stroomsnelheden heersen, op plaatsen waar door getijdewerking klastisch materiaal wordt aangevoerd, maar waar de getijdewerking getemperd blijft.

De getijdeamplitude wordt ter plaatse gereduceerd tot enkele cm. Tegelijkertijd met die lagunaire omstandigheden, kan er zich verder landinwaarts veen ontwikkelen. Phragmites australis, die slechts welbepaalde geringe waterdieptes kan verdragen, komt voor.

De lagunaire sedimenten, zoals die in het studiegebied worden aangetroffen, zijn ontwikkeld tegen de landwaartse grens van de mariene invloed aan, en niet in een kom onmiddellijk achter de kustbarrière, zoals de klassieke modellen van lagunes veronderstellen ( REINECK & SINGH, 1973 ).

In de meest landwaartse uitbreiding is de zoetwaterinput belangrijk genoeg om de zoutwaterinvloed terug te dringen. Hierdoor wordt rietbegroeiing mogelijk.

Het lagunair milieu ligt beschermd voor getijdewerking. Stormvloeden hebben nauwelijks enig effect op de sedimentatie. Dikke sequenties kunnen enkel verwacht worden bij synsedimentaire zeespiegelrijzing en bij continue klastische aanvoer.

Zo werden successies waargenomen met afwisselend *Phragmites* rhizomen en *Phragmites*loze sedimenten, functie van de kritische waterdiepte, van de fluctuerende zoutgehaltes en van de differentiële aanvoer van klastisch materiaal. Deze niveau's waren lateraal niet vervolgbaar.

Lokaal kunnen zelfs semi-lacustriene omstandigheden heersen, met afzetting van schelpgruis en van zoetwaterslakjes. Voorlopig treffen we dergelijke sedimenten enkel in de Holocene sequenties aan.



## 5. AANVULLENDE KENMERKEN VAN DE WADSEQUENTIES UIT DE BOVENSTE KLASTISCHE EENHEID

### 5.1. INTERPRETATIE VAN DE MOLLUSKENSAMENSTELLING

Zeer opvallend zijn de verticale veranderingen in de molluskensamenstelling, waargenomen in de wadsequenties van de bovenste klastische eenheid. Bivalven in levenspositie komen er slechts voor boven +1.5m O.P.

Vrijwel alleen Cerastoderma edule wordt in levenspositie aangetroffen. Het sediment is rijk aan schelpkleppen, ondanks het feit dat in wadsequenties, gevormd door herhaalde en snel afwisselende erosie en sedimentatie, het leven in situ uitgesloten was of telkens werd opgeruimd.

Cerastoderma edule kleppen domineren over de gehele diepte van de sequentie, uitgezonderd in de basislaag. Naar onder toe neemt het relatief gehalte aan Cerastoderma kleppen af, het aantal getelde kleppen per gewichtseenheid daarentegen neemt toe.

Wellicht is dit te wijten aan het toenemend belang van Macoma balthica, Donax vittatus en andere stevige kleppen, die nog enigszins uit de basislaag konden herwerkt worden.

Zeer zware en grote kleppen van Macra sp., frequent in de basislaag, komen in de sequentie niet voor. De vereiste energie voor de verplaatsing van die kleppen, was onvoldoende gedurende de opvullingsfase, na de vorming van de basislaag.

De aanwezigheid van grote veenblokken, die verspreid in de lagen met aangerijkte Cerastoderma edule kleppen voorkomen, wijst niet noodzakelijk op het grote transportvermogen van de getijdestromen. Losgeslagen veen gedraagt zich immers door zijn specifiek gewicht, door de afronding van de brokstukken en door zijn drijfvermogen, veel onafhankelijker van zijn korrelgrootte dan enig ander klastisch materiaal.

Broze schelpen, zoals Angulus tenuis en Scrobicularia plana worden als volledige kleppen aangetroffen in de basislaag.

Deze broze schelpen werden niet over grote afstand vertansporteerd.



Dubbelkleppers van volgroeide meerjarige Cerastoderma edule komen voor op dieptes waar de levenscondities, gezien de erosie en de sedimentaggradatie, ongunstig zijn. De schelpen worden echter niet in levenspositie aangetroffen. Dit bewijst een herwerking over korte afstand. Het transport en de bedekking met sediment moeten vrij snel zijn doorgegaan. De tweekleppers werden aldus tijdens de fasen van erosie gedood, maar bedolven onder sediment vooraleer de ligamenten werden vernield.

De aanwezigheid van kleppen in de geulsequenties die behoren tot species die open mariene omstandigheden prefereren, zoals Donax vittatus, Mactra sp., kan duiden op een aanvoer vanuit zee. Normalerweise neemt de open mariene invloed echter zeer vlug af in landwaartse richting. Het zou een aanwijzing kunnen zijn dat de geul, gezien zijn dimensies, zeer bereikbaar was voor open mariene invloed. Hierdoor kon Donax vittatus, ook op de laagste intertidale zones van de zandplaten.

Op figuur III.5. wordt het voorkomen van diverse schelpkleppen ten opzichte van de diepte uitgezet.

## 5.2. HET VERBAND KORRELGROOTTE - DIEPTE IN GETIJDEGEULEN

Een aantal granulometrische profielen bewijzen dat er naast de granulometrische microverschillen op het lamina niveau ook macroverschillen waarneembaar zijn in de verticale opbouw van de getijdegeulen evoluerend tot hoogwad.

Figuur III.6., die een aantal typeprofielen (\*) naar voor brengt, illustreert dat de mediaan niet evenredig toeneemt met de diepte.

In de bovenste twee meter neemt de mediaan van boven naar onder vrij snel toe en bereikt een maximale waarde tussen 2.0 en 4m onder het maaiveld. Daaronder vermindert de korrelgrootte meerbepaald tussen 3 en 5m onder het maaiveld. Macroscopisch is dit niet waar te nemen.

(\*) HB17, HB207, ontsluiting Waterzuiveringsstation, testgebied Brugse Middelland.



Bij het transponeren van de actuele getijde-amplitude op de sequenties, blijkt dat deze verfijning van sediment zich in de onmiddellijke omgeving van de laagwaterstanden situeert. In het subtidale deel blijft de korrelgrootte relatief constant of stijgt geleidelijk met de diepte. Aan de basis van de geul komen bruuske veranderingen voor, meestal met vergroving, o.a. ten gevolge van de aanwezigheid van schelpaccumulaties.

De gemiddelde mediaanwaarde van de Holocene intertidale sedimenten ( GGB ) is kleiner ( in  $\mu\text{m}$  ) dan die van het subtidale deel ( GGA ). Dit is voornamelijk een gevolg van de aanwezige fijnere bovenste zandlaag. Op figuur III.7. worden alle stalen uit getijdegeulsequenties gecompileerd ; dezelfde tendenzen werden waargenomen.

## 6. VERANDERINGEN IN HET WAD MET HUN REPERCUSSIES OP DE SEDIMENT-SEQUENTIES.

### 6.1. ALGEMENE GEBEURTENISSEN EN FACTOREN

Verminderende energie en dalende capaciteit van het transportmedium treden op vanaf de kustbarrière naar de randzone toe en vanaf de as van de getijdegeul in de richting van de oevers. Dit wordt vertaald in de profielen door een graduele toename van het slib met de afzettingshoogte.

Het zijn de lokale hydrodynamische condities, de veranderlijke stromingen en golven, die deze sedimentverdeling verder bepalen.

Sedimentverplaatsing door golven is in het wadgebied beperkt tot het gebied tegen de kust aan, langs de belangrijke getijdegeulen en bij storm eventueel in de uiterste randzone van het wad. Op de slikke en schorre is de impact van de golven beperkt. In een wadgebied is het effect van de getijdestromingen dominant.

De areale verdeling van het kleigehalte op een bepaalde hoogte, zou een idee kunnen geven over de energieverdeling op



één ogenblik, was het niet dat sedimentatie op éénzelfde hoogte niet synchroon doorgaat. Vertikale sequenties geven een idee van de energieveranderingen op één plaats gedurende de sedimentatie-evolutie.

Sequenties die wijzen op analoge energieveranderingen worden afgeleid.

Externe factoren kunnen de relatie energie - kleigehalte enigszins vertroebelen. Zo kan klei ontbreken als aanvoerproduct.

Belangrijke erosie achter de kustbarrière doet zich enkel voor ter hoogte van de getijdegeulen. Veel minder belangrijk zijn de erosie in krekken door laterale migratie en de erosie op het zandwad en het hoogwad bij storm.

De erosie in de getijdegeulen, met zowel verticale als laterale component, kan voor een belangrijke opruiming van waden substraatsedimenten zorgen. Van de kustlijn naar de randzone toe vermindert de potentiële erosiediepte. De intensiteit van die erosie is functie van een combinatie van volgende factoren :

- de laterale migratiecapaciteit van de geul ( 6.2. )
- de aard van het te eroderen materiaal

Veen is moeilijker verplaatsbaar dan fijn zand bijvoorbeeld. Het spreekt vanzelf dat deze tweede factor ook in grote mate de eerste bepaalt.

- de menselijke ingrepen zoals de beperkingen van de bergingscapaciteit van het bekken door bedijking of de beperking van de migratie van de geulen eveneens door bedijking.
- de duur van ontwikkeling

De installatie van hoogwadamstandigheden gebeurt op bestaande oppervlakken zonder voorafgaande erosie en is afhankelijk van de hoogteligging. Er werd reeds eerder een onderscheid gemaakt tussen de ontwikkeling van een hoogwad op voldoende hoog gelegen veengebieden, op oeverwallen van lateraal migrerende geulsystemen en krekken, op zandwadden evoluerend tot hoogwad, op Pleistocene donken en in de randzone op een Pleistocene rug, op hoog voorkomende Tertiaire afzettingen.



In principe is de uitbreiding van een wad, dat niet op een riviersysteem aansluit, geconditioneerd door de paleo-topografie van het onderliggend substraat.

In de landwaartse randzone en de hoogste intertidale gebieden is de erosiecapaciteit dermate klein, dat zelfs de laterale uitbreiding van geulen uitgesloten is.

De waduitbreiding is lateraal beperkt door de zones die hoger liggen dan de bereikte hoogwaterstanden. Het paleo-reliëf zal in belangrijke mate de sedimentverdeling in het wadgebied mee bepalen.

De factoren die veranderingen in het wadmilieu induceren, worden hier summier toegelicht.

De invloeden van de zeespiegelveranderingen worden in hoofdstuk IV afzonderlijk behandeld.

Veranderingen van getijde-amplitudes, klimatologische wijzigingen en verhoogde storminvloed bepalen de verschuivingen van de wadsubmilieu's. Dominante winden beïnvloeden de veranderingen van de zeegaten.

Sommige veranderingen zijn door menselijke ingrepen beïnvloed.

### 1. Bedijking

Bedijking van de schorre veroorzaakt een beperking van de waterbergingscapaciteit van het wad. Dit kan zowel verzanding en opslibbing als verschuivingen en uitbreiding van de getijdegeulen teweege brengen (\*).

### 2. Schorreaanwinsten

Diverse technieken worden aangewend voor de kunstmatige uitbreiding van de schorre. Door de aanbouw van dammen kan de energie in het milieu getemperd worden, wat op zijn beurt de kleisedimentatie in de hand werkt.

Door het inbrengen van bepaalde plantensoorten kan de schorreoppervlakte uitgebreid worden.

De sedimentatie-omstandigheden in een wadgebied verkeren in een vrij labiel evenwicht.

(\*) We verwijzen hiervoor naar hoofdstuk IV, Zeespiegelveranderingen.



Hierbij bepalen de omstandigheden in het wad zelf en in open zee, alsook de kustbescherming de veranderingen.

## 6.2. LATERALE MIGRATIE VAN GETIJDEGEULEN

### 6.2.1. PROBLEEMSTELLING

Getijdegeulen kennen een grote mobiliteit of migratiecapaciteit ( VAN STRAATEN, 1965, REINECK & SINGH, 1971, VAN VEEN, 1950 ). Deze is afhankelijk van volgende factoren :

- de dominante getijstroomingen voor de kust
- de positie van vloed- en ebstromen in het getijdegeulstelsel
- de mogelijkheid van duinmigratie functie van de dominante windrichting.
- de laterale migratie veroorzaakt door meandering
- de golfwerking ter hoogte van het zeegat.

Beschouwen we de actuele toestand, dan blijkt er dat de dominante W- tot ZW-winden de oostelijke migratie positief beïnvloeden.

De kustnabije getijdestromen verlopen min of meer parallel met de kustlijn. De ontwikkeling van het duinmassief langs het Zwin, de spit ter hoogte van De Haan en de oriëntatie van de paraboolduinen, laten toe de dominante windrichting af te leiden bij hun vorming. Onderzoek wees uit dat gedurende de laatste 1500 jaar analoge gemiddelde windrichtingen heersten.

Actueel wordt er een vloeddominante kuststrooming genoteerd, met andere woorden met NO-richting. De verschillen tussen eb- en vloedstroom zijn voor onze kust niet zo uitgesproken. Het zijn immers getijdereststromen die er elkaar ontmoeten.

De zandlichamen in de monding van de Westerschelde, die vingersgewijs naar het zuidwesten gericht zijn, wijzen op een ebnetto-strooming ( BASTIN, 1974 ).

In hoeverre kuststromingen in de tijd veranderen, dient nog verder te worden onderzocht.

In diverse ontsluitingen werd geprobeerd om de migratierichting van de getijdegeulen te reconstrueren.



Het achterhalen van de migratierichtingen in grote getijdegeulsystemen bleek een complexe aangelegenheid te zijn, vanwege het samengesteld karakter van het geulensysteem, bestaande uit verschillende eb- en vloedscharen.

We gingen voor de Holocene sequenties de aanwijzingen na van de laterale migratiecapaciteit.

#### 1. De evolutie van het Zwin.

Historische en historisch geografische studies, zoals bijvoorbeeld de bedijkingsgeschiedenis, illustreren de oostelijke migratie van vooral de westelijke oever van het geulensysteem, waarbij de duingordel in oostelijke richting eveneens uitbreiding nam ( CLAEYS et al., 1981 ; AMERYCKX, 1953 ).

Het is evenwel niet duidelijk of die duinvorming oorzaak dan wel gevolg was van dit fenomeen.

Deze migratie ging gepaard met de verlanding van de zones die oorspronkelijk de geul vormden. De erosie langs de oostelijke zwinoever kon de sedimentatie op de westelijke oever niet bijhouden of werd door dijkbouw aanzienlijk afgeremd, zodanig dat de geulen kleiner werden.

#### 2. Het geulenpatroon in de Nederlandse wadden.

Het is geconditioneerd door de dominante westenwinden. De wantijen worden ten opzichte van de zeegaten naar het oosten teruggedrongen ( VAN VEEN, 1950 ).

Ondanks de gelijkaardige expositie ten opzichte van de dominante W- tot ZW-winden langs de Belgische kust, wordt een vergelijkbaar patroon in de opgevulde Holocene getijdegeulen hier niet teruggevonden.

Meestal hebben deze opgevulde geulen een brede mondingszone ten gevolge van de laterale verschuivingen in oostelijke richting onder vloeddominante kuststromingen en dominante ZW-winden.

#### 3. De verdeling van de subtidale afzettingen ten opzichte van de bereikte diepte.

De zones in de kustvlakte, waar de subtidale afzettingen voorkomen, dienen beschouwd als plaatsen waar getijdegeulen ooit bestonden met hun geassocieerd wad.



Door de verschuiving van de getijdegeulen zijn grotere zones ontstaan met subtidale afzettingen.

Er moet een onderscheid gemaakt worden tussen werkelijke migratie en dimensieverandering van de getijdegeul. Deze mechanismen zijn uit de sedimentsequenties niet te achterhalen.

Getijdegeulverplaatsing gaat net zo goed gepaard met laterale verschuiving van de andere wadmilieu's ( slikken en schorren ) als dimensieveranderingen.

De laterale verschuivingen van de intertidale milieu's komen dus ook voor een belangrijk deel voor bij de eindfase van een wadcyclus, met uitbreiding van de schorren, verlanding van de krekken en een evolutie van getijdegeul naar hoogwad.

#### 6.2.2. RECONSTRUCTIE VAN DE STROOMRICHTINGEN EN DE LATERALE MIGRATIE VAN GETIJDEGEULEN.

Uit de kennis van de evolutie van de dominante stroomrichtingen, kunnen besluiten over de opbouw van het getijdegeulstelsel naar voor worden gebracht. Terzelfdertijd is het, gezien het grote aantal ontsluitingen mogelijk om informatie in te winnen over migratierichtingen van het hele stelsel en van de subsystemen.

Criteria voor de reconstructie van de stroomrichting en de dominante stroomzin zijn :

##### 6.2.2.1. Sedimentaire structuren

Het hoeft geen betoog dat megaribbelstructuren, mits nauwkeurige opmetingen zeer goede stroomrichtingsindicatoren zijn. Ook microribbels en klimmende ribbelstructuren zijn uitstekende aanwijzingen. Longitudinale kruisgelaagdheid laat niet toe de stroomzin te bepalen, maar wel de richting.

Wat betreft de migratiecapaciteit, kunnen megaribbels en microribbels enkel indicaties geven over de migratie van de structuren zelf en niet van het geulstelsel in het algemeen.



Longitudinale kruisgelaagdheid geeft duidelijk de nettomigratie van een kreekoever weer. Wanneer deze structuren voorkomen in meanders hebben ze slechts lokaal belang.

P.G. DE CELLES et al. (1982) werkten een schema uit voor de interpretatie van de stroomrichting in trogvormige sets. De paleo-stroomzin kan afgeleid worden binnen een interval van  $45^\circ$ .

#### 6.2.2.2. Sedimentsequenties als indicatoren voor de algemene migratierichting.

Uit de sedimentsequenties leidden we af of de getijdegeulen door verticale aggradatie werden opgevuld of door differentiële aggradatie en erosie in een bepaalde richting migreren. Ingeval de migratie van de accumulatieve oever sneller verliep dan langs erosieve kant, verminderde de grootte van de geul.

De subtabulaire tot planaire macrostratificatie wijst eerder in de richting van de eerste hypothese.

De relatieve verschuivingen komen tot uiting in de superpositie van eb- en vloeddominante megaribbels. Deze kunnen slechts voorkomen en bewaard blijven in welbepaalde preferentiële posities in een geul of op een plaat (VAN DEN BERG, 1980).

#### 6.2.2.3. Vervolgbare aggradatie en erosierichting.

De oriëntatie van de erosieoppervlakken en de laagvlakken laat toe de nettomigratierichting van de getijdegeul onrechtstreeks te achterhalen.

De laag- en erosievlakken veroorzaken meestal een planaire macrostratificatie. De interpretatie van de stroomrichting en de migratierichting uit de planaire gelaagde successies is vrij complex en hypothetisch (DE CELLES et al., 1982). Ondanks het feit dat de opvulling over grote oppervlakken en de ontwikkeling van het tabulair facies tegelijk doorgingen, kan een netto-verschuiving van de diepste geulinsnijding worden aangetoond.



#### 6.2.2.4. Oriëntatie van de schelpkleppen.

Op bepaalde laagvlakken en in schelpconcentraties blijken de losse schelpkleppen volgens preferentiële richtingen georiënteerd te zijn. Meestal liggen ze met hun bolle kant naar boven gericht. De thanatocoenose bevindt zich als residueel sediment op de inwendige erosievlakken.

In de schelpaccumulaties neemt de chaos wat betreft de oriëntatie toe. Zelfs vertikaal georiënteerde schelpen komen aan de basis van de getijdegeulen voor, ten gevolge van afwisselende eb- en vloedstromingen. Dit verschijnsel wordt frequent aangetroffen in strandfacies.

Het gedrag van schelpkleppen als sedimentaire partikels hangt van tal van factoren af, meerbepaald van de grootte ( het gewicht ), het zwaartepunt, de symmetrie en de vorm in het algemeen.

Het bepalen van de stroomzin steunend op de oriëntatie van de schelpkleppen, is gebaseerd op de bevindingen van J.R.L. ALLEN (1984).

Schelpkleppen transversaal georiënteerd ten opzichte van de stroomrichting en met umbo stroomopwaarts gericht is typisch voor de meeste Cerastoderma edule- en Macra corallina species en voor alle Donax vittatus- , Tellina tenuis- , Macoma balthica- en Scrobicularia plana species.

De as die vanaf de umbo loodrecht op het slot loopt, geeft aldus de stromingsrichting aan, de umbo zelf wijst de tegengestelde stroomzin aan.

Experimenten met schelpkleppen in het laboratorium op een vlak, weinig weerstandbiedend oppervlak bevestigden J.R.L. ALLEN zijn bevindingen.

In functie van de beginoriëntatie van de kleppen werden afwijkingen vastgesteld. Veel schelpen oriënteren zich met hun umbo stroomafwaarts gericht en met een asafwijking tot 45°.

Vanaf het ogenblik dat de preferentiële oriëntatie aangenomen wordt, treden enkel bij een gevoelig hogere energie-input veranderingen op.



De schelpkleppen aan de basis van de getijdegeulen werden bij erosie onder de dominante getijdestroming uitgewassen, verplaatst, herverdeeld en georiënteerd. Tijdens de kentering en waarschijnlijk zelfs gedurende de ondergeschikte ebstroom, werd sediment aangevoerd, vandaar de potentiële preservatie van de schelpplaagjes. Meestal werd gedurende de opeenvolgende erosiefasen de volledige zandmatrix geërodeerd, waardoor dikwijls een chaotisch gestapelde aanrijking van schelpkleppen ontstond.

Op de intraformationele erosievlakken, hoger in de sequentie, heeft zich hetzelfde mechanisme voorgedaan. De kritische energie nodig voor de oriëntatie van de aangerijkte schelpkleppen, was zelfs op bepaalde niveau's voldoende groot, vooral in de subtidale en in de laagste intertidale zones. In bepaalde hoogte-intervallen van de hogere zandwadoppervlakken en de kleislikken komen schelpkleppen in levenspositie voor ( tweekleppers ) en worden er niveau's aangetroffen waarbij de schelpen enkel door bioturbaties chaotisch werden verplaatst. De intraformationele erosie is op die plaatsen nagenoeg onbestaand.

Op steil hellende foresets van de megaribbels is de oriëntatie van de schelpkleppen niet uniform, het lawine-effect speelt een rol. De meeste sedimentaire eenheden, die begrensd worden door erosievlakken ( microsequenties, megaribbels, stormafzettingen, klimmende ribbels ) bevatten inwendig geen of nauwelijks schelpkleppen.

Op één erosievlak komt het bidirectioneel karakter van de stroming ten gevolge van de eb- en vloedstroom meestal niet tot uiting. In verticale sequenties is het zelfs zeer uitzonderlijk dat dit bidirectioneel karakter zich vertaalt in de oriëntatie van de schelpkleppen. Dit is een bewijs voor het differentieel belang van de getijdestromingen op een bepaalde plaats.

Losgeslagen dubbelkleppers werden op bepaalde aanrijkingshorizonten preferentieel georiënteerd.



Gezien de afwezigheid van andere indicatoren, was het onmogelijk op hieruit de stroomrichting af te leiden.

Metingen gebeurden op Cerastoderma edule en Cardium glaucum schelpkleppen, met grootste lengte tussen 1.5 en 2.5cm.

Specifieke profielen werden uitgezocht, minimum 20 kleppen werden gemeten per niveau.

- ' De profielwanden dienden voldoende droog te zijn en reeds geruime tijd door de wind uitgeblazen. Zowel verticale als laterale wijzigingen werden nagegaan. De windroos werd in 16 richtingsklassen oververdeeld ( Fig. III.8. ).



## HOOFDSTUK IV : ZEESPIEGELVERANDERINGEN

### 1. ZEESPIEGELINDICATOREN

#### 1.1. INLEIDING

Het is de bedoeling om uit de kenmerken van de sedimentaire eenheden de zeespiegelstand op het moment van afzetting af te leiden.

Achtereenvolgens worden de bruikbare zeespiegelindicatoren beschouwd. Deze openen de mogelijkheid om zeespiegelcurves naar voor te brengen en relatieve of absolute trans- en regressies af te leiden.

De criteria worden toegepast op de beschikbare sedimentsequenties in het oostelijk deel van de Belgische kustvlakte. De moeilijkheden bij de interpretatie liggen in het feit dat de zeespiegelindicaties naar een gemiddelde zeespiegelstand moeten herleid worden en in de noodzaak om daartoe de getijde-amplitudes te kennen. Deze kunnen eventueel afgeleid worden uit de relatieve positie van laag- en hoogwater indicatieve facies, die echter duidelijk isochroon gevormd moeten zijn.

Een van de hoofdvoorwaarden voor de deductie van paleo-zeespiegelstanden is de kennis van de relatieve ouderdom van de diagnostische afzettingen en natuurlijk ook hun paleogeografische positie. Vandaar dat paleogeografisch- en zeespiegelonderzoek niet van elkaar los te koppelen zijn.

De huidige hoogteligging van de facies, met indicatieve waarde voor de zeespiegelstand, geeft niet noodzakelijk de vroegere reële zeespiegelstand weer, ondermeer omwille van de verticale bodembewegingen van het sediment.



## 1.2. BESPREKING VAN DE ZEESPIEGELINDICATOREN

### 1.2.1. VEENLAGEN

Zowel de basis als de top van veenlagen kunnen een aanwijzing geven over de paleo-zeespiegelstand, op voorwaarde dat het veen zich in een kustvlakte, eventueel achter een kustbarrière of in een belangrijk estuarium uitstrekt. De veengroei ontwikkelt zich mede in functie van de grondwatertafel, die op zijn beurt in verband staat met de zeespiegelstand, tenminste in de nabijheid van de kustlijn. Er wordt een onderscheid gemaakt tussen vervenings- en verlandingsgebieden.

In het verveningsgebied komt de veenlaag door een stijgende grondwatertafel tot ontwikkeling. In een kustnabije zone hangt het verband gemiddelde hoogwaterstand en grondwatertafel van heel wat factoren af, zoals de afstand tot de strandlijn, de topografie van het onderliggend substraat en de positie ten opzichte van donken, van kustbarrières of van het hoog oprijzend achterland. Ook de lokale hydrogeologische gesteldheid, zoals het voorkomen van stuwende lagen en de klimatologische omstandigheden spelen een rol.

Volgens diverse auteurs ( JELGERSMA, 1961, 1966, 1979 ; VAN DEN PLASSCHE, 1982 ) gebeurt de vervening in verveningsgebieden boven de gemiddelde zeespiegelstand. Behalve wanneer hoger vermelde factoren domineren of de mariene invloed verwaarloosbaar is, zal de grondwatertafel niet hoger liggen dan de gemiddelde hoogwaterlijn.

In een gebied met grote getijde-amplitudes, zoals de oostelijke kustvlakte, betekent dit dan nog altijd een hoogte-interval van 2m. Vergelijken we de actuele stand van de freatische waterlaag in de kustvlakte met de actuele zeespiegelstand, dan merken we dat er, ondanks de kunstmatige afwatering tegen de duingordel aan, nog peilen tot 70cm boven de actuele gemiddelde zeespiegelstand voorkomen. Dit blijkt uit hydrogeologische gegevens ( DEVOS, 1984 ).



Bij een volledige afsluiting van de kustbarrière kan de grondwatertafel in de meest zeewaartse gebieden, niet meer dan 0.5m onder de gemiddelde hoogwaterlijn hebben gelegen. Deze situatie is te vergelijken met de actuele toestand. De watertafel werd echter recent nog verlaagd door kunstmatige drainage.

Meer landwaarts, waar de mariene invloed op de watertafel beperkter is, wordt deze dan weer beïnvloed door het oprijzend substraat, hetzij de mariene Eemiaan kleien, hetzij het kleiig Tertiair substraat, op minder dan 3m onder het maaiveld.

Het weinig zeewaarts hellend Pleistoceen substraat met gesuperponeerde lage ruggen werkt het vroegtijdig ontwikkelen van lokale veenlagen in de hand, vooral in ondiepe depressies. Hoe verder landwaarts of lateraal verwijderd van rivieren, hoe geringer de invloed van de zeespiegelstanden op de grondwatertafel. Des te belangrijker wordt de invloed van de lokale topografie.

In de meest landwaartse gebieden zal het hoog voorkomende Pleistoceen aldus een verhoging van de watertafel veroorzaken.

In verlandingsgebieden ontwikkelde het veen zich in de buurt van de gemiddelde hoogwaterlijn op hoogwad of lagunaire sedimenten.

De hoogst aangetroffen overgang van lagunaire klei tot veen is een indicatie voor de gemiddelde hoogwaterlijn bij de verlanding. Dit op voorwaarde dat de verlanding met veenvorming, niet veel later tot stand kwam. Er dient rekening gehouden met de eventuele compactie. De fout kan echter door het beschouwen van het hoogste niveau geminimaliseerd worden.

De top van het veen kan de minimale hoogwaterstand bij de mariene ingressie aanwijzen. De interpretatie wordt bemoeilijkt door postsedimentaire compactie en klink. Het is aangewezen de hoogst voorkomende veenniveau's in aanmerking te nemen.

Dit is enkel mogelijk op voorwaarde dat de mariene ingressies relatief gelijktijdig tot stand kwamen en op de verschillende plaatsen hun effect lieten gelden.

W. ROELEVELD (1974) stelde een zeespiegelcurve op aan de hand van gedateerde veentoppen.



De hoogte van de veentop is niet alleen door postsedimentaire inklinkingen compactie een moeilijk interpreteerbare zeespiegelindicator. Uit studies te Leffinge bleek immers dat er bij het beëindigen van de veengroei niet onmiddellijk een bedekking door klastische mariene sedimenten tot stand kwam ( BAETEMAN, CLEVERINGA & VERBRUGGEN, 1981 ). De oorspronkelijke hoogte van de top van het veen komt met andere woorden niet noodzakelijk overeen met de hoogwaterstand bij het einde van de veengroei.

Er dient rekening gehouden met een voorlopig niet kwantificeerbare factor, namelijk het vloedkomeffect. Het betekent een verlaging van de gemiddelde hoogwaterlijn ten opzichte van die langs de kustlijn, ten gevolge van het binnendringen van watermassa's in een kom met een zekere bergingscapaciteit ( bijvoorbeeld een wad ) ( VAN VEEN, 1950 ; ZONNEVELD, 1960 ). Het vloedkomeffect is vooral van belang wanneer de top van het veen als indicator wordt genomen. In het geval het gebied niet aan getijdewerking onderhevig is, moet er geen rekening mee gehouden worden. Gezien de beperkte oppervlakte van de kustvlakte mag de vloedkomwerking niet overschat worden.

Het gebruik van de hoogteligging van veenlagen, geïntercalleerd in mariene sequenties, heeft voor de deductie van zeespiegelstanden slechts betekenis als de mariene invloed overal in het gebied min of meer gelijktijdig ontstaat of als de verlanding overal gelijktijdig eindigt. Het beëindigen van de vorming van de algemene organische eenheid gebeurde vrijgelijktijdig zoals historische, archeologische en historisch-geografische argumenten, naast absolute dateringen, palynologie en plantenresten aanwijzen. Hierop wordt verder uitvoerig nagegaan.

De opbouw van de veenlagen geeft veeleer aanwijzingen over relatieve zeespiegelveranderingen, dan over preciese zeespiegelstanden. De evolutie van laagveen tot hoogveen kan duiden op een stagnatie van de grondwatertafel of zelfs op een daling, vermits ombroetroof veen slechts ontwikkelt boven het eutroof grondwater ( BEHRE & STREIFF, 1980 ).



De grondwatertafel kan door zeespiegelveranderingen beïnvloed worden. Klimatische wijzigingen kunnen de oligotrofiëring in de hand werken.

De kustvlakte was afgesloten gedurende de veenvorming. In die zin verschilt de toestand hier van die in Nederland, waar de grote rivieren ook tijdens de veenvorming in open verbinding met de zee stonden.

Het afgesloten karakter impliceert de mogelijkheid van een meer onafhankelijke evolutie van de grondwatertafel tegenover de zeespiegelstanden. In het testgebied Bredene wordt daarop verder ingegaan.

Waar we met zekerheid konden zeggen dat verlandingsveen in de buurt van de gemiddelde hoogwaterlijn ontwikkelde, is dit in verveningsgebieden niet zo duidelijk.

Samengevat stellen we dat de relatie gemiddelde hoogwaterlijn - veenhoogte niet vastligt en dat de compactie- en klinkgevoeligheid van het veen of de onderliggende eenheden het gebruik van veen voor de reconstructie van de gemiddelde hoogwaterlijn hypothekeren.

Voor de Eemiaan sequenties uit het studiegebied zijn de veenlagen als dusdanig nauwelijks bruikbaar. Geïntercalleerde venen werden niet aangetroffen, enkel een lokaal verveningsgebied tegen de vrij bruuske opduiking van het Tertiair substraat gelegen, werd waargenomen.

### 1.2.2. BODEM ALS ZEESPIEGELINDICATOR

Fossiele bodems kunnen informatie geven over de paleowatertafel. In kustsequenties dienen we de pedogenetische activiteit in mariene sequenties en in het er onder liggend substraat na te gaan.

#### a. Bodemvorming in het substraat

Bij de oorspronkelijke bodemvorming lag de watertafel beduidend lager dan bij de vervening. De watertafel fluctueerde in de buurt van de aanrijkingshorizonten. Bij verdrinking bleven sporen van die bodems bewaard.



Het podzolprofiel ontwikkeld in het Pleistoceen substraat bleef in de kustvlakte dikwijls bewaard onder de veenlaag (\*) tussen -2 en +5m O.P. Podzolen zijn van belang voor de zeespiegelreconstructie, omdat zij aantonen dat de paleo-watertafel oorspronkelijk de topografie van het Pleistoceen vrij goed volgde. De paleosol vormde zich boven de heersende hoogwaterstand.

#### b. Bodemvorming in de mariene sedimenten

In principe treden bodemvormingsverschijnselen op vanaf het ogenblik van afzetting, gedurende actieve wadomstandigheden. Dit gaat gepaard met gevoelige wijzigingen in het oorspronkelijk sediment door dierlijke activiteit, vegetatie-invloed, vorming van krimscheuren, ontkalking en andere chemische wijzigingen. ( KOOISTRA, 1978 ; VAN DER SLUIJS, 1977 ). Deze verschijnselen moeten totaal onafhankelijk worden gezien van de bodemvorming na indijking of van pedogenese nadat de mariene invloed totaal uit het gebied verdwijnt.

Tot bodemvorming in mariene sequenties, rekenen we de postsedimentaire veranderingen van het oorspronkelijk sediment, vanaf het ogenblik dat de mariene invloed verdwijnt. Bij deze bodemvorming treden fysico-chemische wijzigingen op met pakkingstoename, oxidatie, vorming van krimscheuren, bioturbaties, het ontwikkelen van een bodemstructuur enz.

In deze optiek gebeurt de bodemvorming boven de grondwater-tafel en boven de gemiddelde hoogwaterstand, althans vóór de volledige afsluiting van de kustvlakte.

De bodemvormen worden vooral in de kleiige hoogwad sedimenten verwacht.

De potentiële bewaring van dergelijke bodemprofielen is beperkt. Wadmilieu's zijn immers gekenmerkt door een grote herwerkingscapaciteit bij hernieuwde inbraken. Bovendien ontstaan de inbraken niet noodzakelijk bij sterk gewijzigde zeespiegelstanden. De netto-aggradatie is dan onvoldoende om twee onafhankelijke niveau's te kunnen onderscheiden.

Ten gevolge van compactie en inklinking kan de bodemvorming in de polders ook doorgaan onder de hoogwaterlijn.

(\*) Zie ontsluitingen in het testgebied Polderrand.



### 1.2.3. BEWONINGSRESTEN

De gegevens in verband met bewoningsniveau's zijn enkel bruikbaar voor wat betreft het Holoceen.

Vestigingen in de kustvlakte gebeurden boven de heersende springhoogwaterlijn, behalve wanneer het gebied volledig van mariene invloed afgesloten was. In dit laatste geval zal de bewoning zich bij voorkeur op de drogere plaatsen geconcentreerd hebben, met andere woorden op de oeverwallen van belangrijke kreken, in de onmiddellijke omgeving van kusteilanden of dijken en in de landwaartse randzone van de kustvlakte

Verschillende bewoningszones worden onderscheiden : " Flach-siedlungen " en " Wurten " ( terpen ) ( LINKE, 1979 ; BEHRE et al., 1979 ). Deze bewoningsvormen zouden respectievelijk in periodes zonder en met intense en frequente stormvloedactiviteit ontstaan zijn. In de Belgische literatuur wordt gewag gemaakt van terpen ( COORNAERT, 1972 ; CLAEYS et al., 1981 ).

Opgravingen van dergelijke woonsites zijn niet gekend en het onderscheid tussen terp en motte is ook niet eenvoudig te maken. ( mond. meded. TERMOTE ; HILLEWAERT ).

In Walcheren ( Nederland ) zijn zogenaamde "Vluchtbergen " gekend ( TRIMPE BURGER, 1974 ), die enige indicaties over stormvloedhoogtes kunnen geven.

In België zijn de meeste nederzettingen slechts na de be-dijking ontstaan. Hier zouden historische, historisch-geografische en archeologische gegevens belangrijke informatie kunnen leveren over paleo-zeespiegelstanden.

### 1.2.4. MOLLUSKEN ALS ZEESPIEGELINDICATOREN

Sommige mariene molluskenspecies hebben een belangrijke indicatieve waarde voor de reconstructie van de zeespiegel. Dikwijls wordt de interpretatie bemoeilijkt door intens post-mortem transport ( PETERSEN, 1984 ). De interpretatie van de thanatocoenose moet aldus met de nodige restrictie worden benaderd.



Voornamelijk de mollusken die in levenspositie voorkomen, worden in aanmerking genomen voor de interpretatie. Meestal beslaan de mogelijke levenszones evenwel een kritisch diepte-interval. Soms is de aard van het substraat belangrijker voor de soort dan hun relatieve positie ten opzichte van de laag- en hoogwatermerken.

Evoluties van de zeespiegel kunnen uit de sequentiële veranderingen van de molluskensamenstelling achterhaald worden, of uit de hoogte-kartering van getijde-gevoelige mollusken species.

Het onderscheid tussen litorale, ondiep mariene en diepere afzettingen wordt bepaald. De zonatie van de mollusken en andere organismen wordt beïnvloed door de getijden. Vooral het afwisselend blootliggen en overstromen vereist bepaalde adaptaties. De duur van de expositie neemt toe in de richting van de hoogwaterlijn. Ter hoogte van de gemiddelde laagwaterlijn en de gemiddelde hoogwaterlijn merken we een relatief versnelde toename op.

Het semidiurnale droogvallen vereist adaptaties in verband met de voedingswijze en de zuurstofopname. Het overleven van sommige species op welbepaalde niveau's is functie van de temperatuurveranderingen bij het droogvallen, de intensiteit van de golfwerking en de karakteristieken van het substraat.

Vermelden we enkele molluskenspecies die indicaties geven voor de reconstructie van de zeespiegelstand.

Mytilus edule banken komen voor tot aan de gemiddelde halftijhoogte ( VAN STRAATEN, 1965 ). Het hoogste voorkomen van Scrobicularia plana in sequenties kan geassocieerd worden met de hoogste intertidale delen van het wad, dus lager dan het schorre oppervlak ( RAVEN, 1983 ).

Veeleer dan de afzonderlijke soorten geven de molluskenassociaties indicaties over de afzettingssomstandigheden, die dan op hun beurt kunnen geassocieerd worden aan bepaalde zeespiegelstanden. Op tabel IX.5. wordt het voorkomen van bepaalde soorten weergegeven.



### 1.2.5. DE BASIS VAN DE DUINSEDIMENTEN

Op het strand werden eolische accumulatievormen geconstateerd boven de gemiddelde hoogwaterlijn. De overgang tussen strand- en duinsedimenten werd in het testgebied Bredene en in de ontsluiting Oostduinkerke (\*) bestudeerd. G. DEPUYDT (1972) bewees dat na ontkalken de granulometrische verschillen tussen duin- en strandzanden zeer miniem worden, en dit langs de Belgische kust. Ondanks deze beperkingen was er in de ontsluitingen een duidelijk sedimentologisch onderscheid aan te tonen.

De overgang tussen duin en strand situeert zich rond de springhoogwaterlijn. Duinen die wadafzettingen bedekken, vertonen een scherpe overgang, vermits de middelmatige duinzanden meestal op kleiige hoogwadsedimenten afgezet zijn. Deze kleien kunnen onder het sedimentgewicht een zekere compactie ondergaan, functie van de onderliggende klei- en veenlagen. Het opslibbingsniveau van de hoogwadden kan variëren tussen de gemiddelde hoogwaterlijn en de springhoogwaterlijn bij de overstroming.

Overstuiving van ingedijkte gebieden gebeurt op enigszins ingeklonken sedimentsequenties, dus eventueel lager dan de gemiddelde hoogwaterstand. Voor wat betreft de Eemiaan sequenties is die indicator niet bruikbaar, vermits in het studiegebied geen duinsequenties voorkomen of niet als dusdanig herkend worden.

Holocene duinen bevatten humeuze intercallaties, duinpannen of door bodemvorming gefixeerde duinen. Deze organische tussenlagen ontwikkelden zich boven de gemiddelde hoogwaterstanden. De freatische watertafel in de duinen bevindt zich immers meestal boven de gemiddelde zeespiegelstand.

### 1.2.6. STRANDAFZETTINGEN

Strandafzettingen zijn open-intertidale afzettingen met specifieke kenmerken. In ontsluitingen kunnen ze indicaties geven over zeespiegelstanden binnen beperkte foutenintervallen ( zie ontsluiting Oostduinkerke ).

(\*) Zie Testgebied Duinengebied Oostduinkerke-Koksijde.



Uit de sedimentaire structuren kan het hoogstrand van het laagstrand onderscheiden worden.

De overgang van de intertidale naar de subtidale sedimenten verloopt zonder bruuske lithofaciesveranderingen. Hierdoor zijn de strandafzettingen moeilijk af te bakenen. Subtidale sedimenten worden geïdentificeerd op basis van hun biocoenose, waarbij de fauna in levenspositie de subtidale omstandigheden illustreren. Op basis van sedimentaire structuren wordt door D.J. BEETS ; T.B. ROEP & J. DE JONG (1981) een model naar voor gebracht dat de overgang van subtidale naar litorale sedimenten vastgelegd. Het model steunt vooral op het onderscheid tussen de intertidale kruisgelaagdheid met geringe helling van de foresets en de subtidale kruisgelaagdheid met steilhellende foresets.

Uit de correlatie van de strandafzettingen met de onderliggende en naastliggende sedimenten en de areale verspreiding van de litorale en intertidale afzettingen, kunnen zeespiegelindicatoren afgeleid worden.

Op die manier worden de hoogste strandniveau's opgespoord. Deze geven informatie over de hoogst bereikte hoogwaterstanden bij de beschouwde transgressie.

#### 1.2.7. WADAFZETTINGEN

##### 1.2.7.1. Inleiding

Uit de beschouwingen in verband met de typische wadsequenties ( hoofdstuk III ) kunnen conclusies getrokken worden in verband met de heersende zeespiegelstanden.

De overgang van slikke naar schorre ligt in de omgeving van de gemiddelde hoogwaterlijn (  $\pm 30\text{cm}$  ).

De verschillen tussen de schorre- en slikke facies kunnen gebruikt worden als zeespiegelindicatoren.

De schorresedimenten zijn gekenmerkt door de aanwezigheid van talloze plantenresten. De overgang naar het plantenloze facies geeft binnen een zeker fouteninterval de gemiddelde hoogwaterlijn  $\pm 20\text{cm}$ .



Er moet rekening gehouden worden met een zekere doorworteling in de onderliggende slikkesedimenten.

Door bodemvormende processen verdwijnen dikwijls plantenresten, de sporen van bioturbaties blijven soms duidelijk bewaard ( KOOISTRA, 1977 ). Het postsedimentair bodemgebruik heeft er in het oostelijk deel van de kustvlakte voor gezorgd dat de overgangen moeilijk te identificeren zijn.

Het fenomeen van de " Grodenschichten (\*) " ten gevolge van van stormvloedactiviteit boven de gemiddelde hoogwaterlijn, is een preciese zeespiegelindicators ( BEHRE & STREIFF, 1980 ), en werd in de Kwartaire sequenties van de oostelijke kustvlakte niet eenduidig geïdentificeerd.

Op de overgang van slikke naar schorre in een actief wadgebied treedt er algen-matvorming op. De bewaringskansen en de identificatie criteria van de resten van de algenmatten zijn onduidelijk. Ze zouden de gemiddelde hoogwaterlijn  $\pm 10\text{cm}$  aangeven ( STAL & VAN GEMERDEN, 1984 ).

Het hoogste voorkomen van bivalven in levenspositie is een aanwijzing van de gemiddelde hoogwaterlijn  $\pm 20\text{cm}$ .

#### 1.2.7.2. Het hoogtebereik van de hoogwadafzettingen in de randzone en tegen de donken aan.

In actieve wadgebieden groeit het hoogwad aan tot op de stormvloedhoogte en meer algemeen tot op de spring hoogwaterlijn. In Nederland groeien de schorren tot 0.4m boven de gemiddelde hoogwaterlijn uit ( BENNEMA, 1954 ). Kreekoeverwallen kunnen dit tot 0 à 0.2m boven de gemiddelde hoogwaterlijn ( ZONNEVELD, 1960; ENTE, 1976 ).

Bij de evaluatie van de hoogwadafzettingen dient rekening te worden gehouden met de compactie- en klinkfactor en met het vloedkomeffect, dat zich vooral in de landwaartse zone manifesteert.

(\*) Grodenschichten ( REINECK, 1978 ; BEHRE & STREIFF, 1980 ) of typische afwisseling van silteus-zandig en kleiig-zandig silteus materiaal net afgezet boven de gemiddelde hoogwaterstand aan de buitenzijde van de schorre.



De hoogtes van het maaiveld in de onderscheiden Holocene landschappen, zoals het Oudland, Middelland en Nieuwland, geven indicaties over de sedimentatiehoogten vóór de indijking. De overdekte veengebieden kunnen tot 1.5m lager liggen dan de zones waar enkel klastische sedimenten worden aangetroffen. Voor Oudland (\*) ligt de maximale opslibbingshoogte op  $+4.25\text{m} \pm 0.25$ , de gemiddelde op  $4.0\text{m} \pm 0.20$ . De gemiddelde hoogte van het hoogwad geeft een aanwijzing over de gemiddelde hoogwaterlijn  $\pm 30\text{cm}$ . Het hoogste niveau geeft een minimale springhoogwaterlijn aan, vermits we veronderstellen dat het supra-tidale gedeelte van de schorre door inklinking en compactie tot de gemiddelde hoogwaterlijn werd gereduceerd. Van deze hypothese wordt gebruik gemaakt bij de interpretatie van de Eemiaan sequenties. We beschouwen daarbij het hoogst voorkomende sedimentatieniveau van de hoogwadafzettingen, om de compactiefout te vermijden en omdat de top door erosie kan weggeslagen zijn. Dergelijke werkwijze levert enkel de hoogste waterstanden op gedurende een bepaalde wadfase.

#### 1.2.7.3. De basis van de kleipakketten.

De overgang van de zand- naar de kleisequentie in normale wadsuccessies blijkt gebonden aan een welbepaald hoogte-interval. De belangrijkste factoren, die de hoogte bepalen waarbij het gemengd wad overgaat in een kleislikke, worden samengevat.

- In de binnenbochten van meanders komen kalme omstandigheden voor met kleisedimentatie tot op grote diepte.
- Op migrerende zandige oeverwallen van kreken in schorregebieden worden slechts dunne kleipakketten gevormd.

De oeverwallen zijn soms zelfs tot tegen de spring hoogwaterlijn opgegroeid.

- Op sommige zeewaarts gelegen intertidale zandplaten heersen hoog energetische omstandigheden. Zand wordt tot hoog in de sequentie aangetroffen.

(\*) Het Oudland : hier beschouwen we de zone tussen Oostende en de Blankenbergse dijk.



- Bij de eindfase van de kreekontwikkeling wordt klei afgezet in de kreekbedding ( verlandingsfacies ). Terzelfdertijd wordt zandig materiaal op hoger peil afgezet op de oeverwallen.
- De schorresedimenten zijn lateraal op dezelfde hoogte na elkaar ontstaan, onder invloed van de migratie van de getijdegeulen.

De omstandigheden bij de evolutie van geul over zandwad tot hoogwad bleven niet noodzakelijk dezelfde. Er trad in de loop der tijd mogelijks een veranderende impact van de golfwerking en de getijdestroming ( verandering van de eb- en vloeddelta ) op, evenals een wisselende aanvoer van materiaal, een netto-verandering van de zeespiegel en een veranderende stormvloed-frequentie. Tegelijkertijd met de uitbreiding van het schorre oppervlak, verminderde de totale energie in het wad.

- Naar de wantijen toe werd de klei ook op lagere niveau's afgezet. De areale energieverdeling in het wad wordt voornamelijk door de aanwezigheid van getijdegeulen beïnvloed.

Er bestaat areaal een zekere karteerbare regelmaat in de verdeling van de kleilichamen in de wadsequenties ten gevolge van de hierboven vermelde factoren.

Op basis van eigen waarnemingen in actieve milieu's en een studie van sedimenten afgezet gedurende de Duinkerkefasen, stellen we vast, dat de overgang van fijne zanden, met minder dan 10% kleifractie, naar kleien, met meer dan 15% kleifractie, in wadgebieden boven de gemiddelde zeespiegelstand en onder de gemiddelde hoogwaterstand gebeurt ( KOOISTRA, 1978 ; VAN STRAATEN, 1964 ; VAN STRAATEN & KUENEN, 1957 ; LARSONNEUR, 1980 ).(\*) In het geval dat de gemiddelde getijde-amplitude 4m bedraagt, betekent dit een onzekerheidsinterval van 2m. Dit interval kunnen we echter nog verfijnen.

In het macrotidaal gebied van de Mont Saint-Michel, met getijde-amplitudes tot 15m, komt slechts in de bovenste anderhalve meter klei voor.

(\*) In publicaties van voornoemde auteurs bleek dit het geval, zonder dat daar expliciet gewag werd van gemaakt.



In de Oosterschelde komen zanden voor met minder dan 8% klei op gemiddeld 1m boven N.A.P. ( KOOISTRA, 1978 ).

De overgang tussen klei en zand ligt in het Land van Saef-tinghe gevoelig lager. Belangrijke kleisequenties van 2.0m dikte werden er aangetroffen langs erosieve kreekranden. De kleilagen liggen er evenwel nog altijd boven de gemiddelde getijstand.

Op basis van de Bodemkaart van België, van vijfhonderd eigen verkenningsboringen, van de studie van de granulometrische kenmerken ( DE LEENHEER & VAN RUYMBEKE, 1960 ) en van andere boorresultaten uit de oostelijke kustvlakte ( ALLEMEERSCH, 1984, DEVOS, 1984 ) werd de hoogte waarbij klei op zand overgaat, onderzocht en dit voor de bovenste klastische eenheid. Meestal is die overgangszone dun. Dikke lagen met een gemengd wadfacies komen niet voor.

De hoogteligging van de basis van het continu kleipakket werd opgemeten. Waar de overgang naar zandige klei eerder geleidelijk verloopt, moet deze eventueel door een interval worden omschreven. De basis van de klei wordt steeds gedefinieerd als de plaats waar klei overgaat op een grover zandhoudend facies.

Enkel de sequenties waarin de algemene organische eenheid ontbreekt, worden in aanmerking genomen. De Pleistocene donken worden buiten beschouwing gelaten.

Het niveau waar de fijne fractie verwaarloosbaar is, wordt in rekening gebracht. De frequentie van de overgang klei - zand per hoogte-intervallen van 20 of 40cm wordt in histogrammen uitgezet ( Fig. IV.1. ).

Voor bodemprofielen wordt het peil waarbij het kleigehalte enerzijds <25% bedraagt en anderzijds >8% wordt, uitgetekend (Fig. IV.1. ). De hoogteligging werd afgeleid uit topografische kaarten en gedetailleerde hypsometrische kaarten(\*).

Het fouteninterval is wegens het ontbreken van exacte hoogteligging soms aanzienlijk.

(\*) L. ALLEMEERSCH (1984) maakte gebruik van dergelijke kaarten voor de morfologische interpretatie.



De beschouwde sedimenten werden gedurende de Duinkerkefasen afgezet, toen de gemiddelde hoogwaterlijn varieerde van minimaal  $\pm 2.7\text{m}$  tot maximaal  $\pm 4.5\text{m}$ , bepaald op basis van andere zeespiegelindicatoren.

In de Belgische kustvlakte zijn geen ijkingsgebieden aan te wijzen waar de zeespiegelvariatiën een kleiner interval bestrijken om de relatie zeespiegelstand - kleisedimentatie te kunnen nagaan.

In het Oudland en het Middelland onderscheidden we twee zones overeenkomend met de typesequenties (B.2.1.2.3. ; B.2.1.2. B.2.2.2. ; B.2.2.2.3.) en (B.2.2.1.3. ; B.2.2.1. ; B.2.1.1. , B.2.1.1.3.) uit de bovenste klastische eenheid.

-Het gebied met kleisedimentatie tot beneden het peil  $+1.5\text{m}$ .

Het ligt in het wantijengebied tussen de geul van Brugge - Blankenberge en die van Stalhille - De Haan ( Fig. IV.1. ) Naar de wantijen toe, verlaagt het niveau van de basis van de continue kleibedekking. Het topniveau van de fijne fractieloze sedimenten is er aanzienlijk naar beneden verschoven.

In de kustnabije gebieden, meer bepaald te Klemskerke en te Bredene wordt een bovenste zandige intercallatie boven 2m O.P. aangetroffen. Dieper komt veen voor onder een tweede kleipakket of zandwadsediment onder het onderste kleipakket. De gebieden die op de Bodemkaart van België aangeduid staan als overdekte Duinkerke-1 gronden stemmen in hoofdzaak overeen met de zones waar de kleisedimentatie tot op grotere diepte voorkomt.

-Het gebied waar de basis van de klei hoger voorkomt dan  $+2.2\text{m}$ .

De klei ligt op de getijdegeulsequenties van de geul van Bredene, van De Haan - Stalhille en van Brugge-Blankenberge. We gingen er de relatie kleibasisgrens - zeespiegelstand na. In het geval we voor de laatste 2500 jaar een gemiddelde getijde-amplitude van 4m veronderstellen, dan moet de gemiddelde zeespiegelstand een peil van minimum  $+0.7\text{m}$  en maximum  $+2.3\text{m}$  O.P. bereikt hebben. Dit werd afgeleid op basis van andere zeespiegelindicatoren.



Het feit dat de dikste en laagst voorkomende kleidekken ter hoogte van de wantijen en langs de randzone van de geulen gelegen zijn, kan als volgt worden verklaard :

1. Op die plaatsen heersen de laagste energie-omstandigheden, waardoor bij voorkeur klei sedimenteert.
2. De grote getijdegeulen met zandopvulling kwamen tot stand na een eerste fase met slikke- en schorre-uitbreiding. In de zeewaartse gebieden vormde zich een zandige intercallatie terwijl op andere hoogwadplaten de hoogwadontwikkeling door- ging.

Voor de Eemiaan sequenties is het van belang om uit de basis van de klei een idee over de gemiddelde zeespiegelstand te verkrijgen op basis van een groot aantal puntgegevens.

Hiertoe onderzochten we gedetailleerd het voorkomen van de basis van de klei in de Holocene bovenste klastische eenheid, op plaatsen waar deze niet op veen rust ( B-sequentie ) ( Fig. IV.1. ). De basis bevindt zich tussen 3.5m en 0.7m O.P. De frequentie van voorkomen is verschillend voor de afzonderlijke landschappen ( Oudland, Middelland ).

Dominant komt de kleibasis voor tussen + 1.90 en 2.70m O.P. Met uitzondering van het bestudeerde deel van het Middelland ligt de basis frequent beneden het peil + 1.5m.

In het Oudland en het Middelland is de basis frequent tussen 1.9m en 2.3m gesitueerd. De aanwezigheid van zand hoger dan 3.5m is met de oeverwallen te associëren.

In het Nieuwland ligt er nog een maximum tussen 2.7 en 3.1m. Het Middelland wordt gekenmerkt door het voorkomen van klei boven het peil +2.7m in de veenloze gebieden. We onderscheiden aldus 3 hoogte-intervallen waarin de basis van de klei bij voorkeur wordt aangetroffen : beneden + 1.5m, tussen 2.1 en 2.5m en hoger dan + 3.0m O.P. ( Fig. IV.1. ).

De dikte van de klei bedraagt meest frequent 60 tot 80cm of anderzijds 140 tot 160cm ( Fig. IV.1. ).

Een erg precieze zeespiegelindicator blijkt de basis van de klei niet te zijn. Er moet rekening worden gehouden met het feit dat de bestudeerde sequenties ontstonden in een periode dat de zeespiegelstand 1.5m steeg.



Het belang van deze indicator ligt vooral in het feit dat op karteerbare oppervlaktes de basis van de klei voorkomt in een beperkt hoogte-interval. Ter verduidelijking verwijzen we naar de kaart met de typesequenties van de bovenste klastische eenheid ( Kaart II.12. ).

De frequentie van de boorgegevens is in feite geen illustratie van wat er op de kaarten tot uiting komt.

### 1.3. ZEESPIEGELVERANDERINGEN

Met de afzonderlijke zeespiegelindicatoren, geplaatst in hun stratigrafische context, is het mogelijk om zich een idee te vormen over de relatieve zeespiegelveranderingen volgens een relatieve tijdsschaal.

Andere indicatoren van zeespiegelveranderingen vinden we in de onderscheiden normale, inverse of onderbroken sequenties, die eerder werden gedefinieerd. Achtereenvolgens worden de reconstructiemogelijkheden theoretisch benaderd.

#### 1. De basis van de hoogwadkleien op het Pleistoceen substraat als zeespiegelindicator.

De typesequenties B1 van de bovenste klastische eenheid be- ( Holocene ) bestaan uit hoogwadafzettingen op het Pleistoceen substraat gelegen. De klei werd in de randzone van de kustvlakte passief op dit substraat afgezet, met andere woorden zonder voorafgaande erosie. Ze kon er pas sedimenteren vanaf het ogenblik dat de hoogwaterstanden ten minste de sedimentatiehoogte bereikte.

Waar de hoogwadafzettingen tegen een opduikend substraat aangroeien, onder stijgende zeespiegelstand, verlopen de isohypsen van de basis van de klei parallel met de isochronen. Zo kunnen we, voor het Holocene de effecten van de relatieve zeespiegelstijging in de Polderrand reconstrueren. De interpretatie wordt bemoeilijkt door de aanwezigheid van organische afzettingen, die oorspronkelijk een subhorizontaal oppervlak hadden.



Hierop zijn de zeespiegelveranderingen niet waarneembaar. Ingevolge de compactie van het veen komt de hoogte van de basis van de klei niet meer overeen met de bereikte hoogwaterstand.

## 2. Wadsequenties als indicatoren voor zeespiegelveranderingen.

Normale sequenties kunnen ontstaan onder weinig veranderende zeespiegelstanden en min of meer constante getijde-amplitudes, zoals actueel in het Nederlandse wadgebied. ( VAN STRAATEN, 1964 ) Ze kunnen echter ook bij stijgende of dalende zeespiegelstanden gevormd worden.

Het voorkomen van normale sequenties in gebieden gekenmerkt door een stabiele zeespiegel, is gebonden aan de grote potentiële laterale mobiliteit van de getijdegeulen.

Zeespiegeldalingen, eventueel verlagende hoogwaterstanden kunnen opbouwende effecten tot gevolg hebben. De geulen bijvoorbeeld worden opgevuld bij de verlanding van een wadgebied. Er kunnen echter ook erosieve effecten volgen, waarbij de oorspronkelijke sequenties worden afgebroken, eventueel na de verlanding onder invloed van andere dan mariene processen. Een relatieve zeespiegelstijging kan gepaard gaan met een verticale aggradatie, met toenemende uitbreiding van de schorren. Dit kon in het Land van Saeftinghe aangetoond worden. Ondanks de toename van de gemiddelde hoogwaterstand heeft de schorre er zich uitgebreid in de laatste 100 jaar ( SPONSELEE & BUISE, 1979 ).

Opdat de normale sequentie bij een zeespiegelstijging zou behouden blijven is er vereist dat de sedimentatie de stijging van de zeespiegelstand bijhoudt of dat de opvulling sneller verloopt dan de zeespiegelstijging.

Voor wat betreft de areale verdeling van de sequenties, uitende gevolgen van de zeespiegelveranderingen zich in een verschuiving van de submilieu's en treden inverse of onderbroken sequenties terzelfdertijd met de normale sequenties op.

Een daling van de zeespiegelstand zal ook grotendeels het behoud van de normale sequenties impliceren. Hoogstens kunnen onderbroken opeenvolgingen voorkomen.



De veranderingen in een wad hangen bij veranderende zeespiegelstanden af van de grootte en de snelheid van de veranderingen, van de begintoestand en van de sedimentatie-erosiebalans. Deze laatste is echter ook geconditioneerd door andere factoren.

Veranderingen van de getijdeamplitude veroorzaken analoge effecten als wijzigingen van de gemiddelde zeespiegelstand. Voorlopig echter is het zeer moeilijk om de wijzigingen van de getijde-amplitude in de sequenties te herkennen.

De verlaging of verhoging van de zeespiegel of de veranderende getijde-amplitude kunnen voor gevolg hebben dat de dikte van de afzettingen, overeenkomend met bepaalde submilieu's, groter of kleiner is dan die tijdens stabiele zeespiegelstanden gegenereerd. Zo worden in de Eemiaan sequenties opvallend dikke hoogwadpakketten aangetroffen.

Inverse getijdensequenties zijn het resultaat van een "relatieve transgressie", waarbij de sedimentatie de zeespiegelrijzing niet kan volgen. Zoals bij het ontstaan van een normale sequentie treedt een verschuiving van de submilieu's op. Deze verschuiving treedt echter op in tegengestelde richting. De relatieve transgressie bestaat niet noodzakelijk uit een netto-verhoging van de gemiddelde zeespiegelstand. Een verhoging van de hoogwaterlijn, de compactie onder sedimentgewicht, verschuivingen van de getijdegeulen kunnen dergelijke milieuverschuivingen mee in de hand werken.

Onderbroken sequenties geven de veranderingen van de zeespiegelstand aan tussen opeenvolgende sedimentatiefasen. Als het om effectieve fluctuaties gaat of over relatieve trans- of regressies moet uit de afzonderlijke sequenties worden afgeleid.

In compactiegevoelige sedimentreeksen kan een inverse of onderbroken sequentie mee worden bepaald door het sneller doorgaan van de compactie dan eender welke zeespiegelbeweging.



#### 1.4. DE RECONSTRUCTIE VAN DE GETIJDE-AMPLITUDE

##### 1.4.1. PROBLEMATIEK

Gedurende het Holocene is de uitbreiding en de morfologie van de Noordzee veranderd. Aannemen dat gedurende al die tijd de getijde-amplitude constant zou zijn gebleven, is dan ook zeer hypothetisch. Sedert 7000 B.P. is de oppervlakte van de Noordzee relatief weinig veranderd, daar de kustlijn zich minder dan 20 km verplaatste. De uitbreiding van de mariene impact op het achterland, het wad- en lagune gebied, wijzigde echter gevoelig. Tijdens de algemene veenvorming bijvoorbeeld was de mariene invloed sterk teruggedrongen, terwijl gedurende de Duinkerke-fasen sterke landwaartse verschuivingen van de maximale mariene invloed optraden.

De sedimentsequenties lieten vooralsnog niet toe enige conclusies te trekken over de invloed van de laterale kustverplaatsingen op de getijdeamplitude.

In de meeste Nederlandse studies wordt impliciet verondersteld dat de amplitude zeker gedurende de laatste 5000 jaar niet noemenswaardig is veranderd (BEETS et al., 1981 ; KOOIJMANS, 1976 ; ROELEVELD, 1974 ).

Eventuele veranderingen van de getijde-amplitude zouden de zeespiegelcurves, die erop gericht zijn de gemiddelde hoogwaterstanden af te leiden, ernstig beïnvloeden. Veranderende amplitudes kunnen eveneens belangrijke paleogeografische gevolgen hebben. Een verminderende getijde-amplitude kan gepaard gaan met wijzigingen van de energiebalans in het wadgebied.

##### 1.4.2. DE MEETBAARHEID VAN DE GETIJDE-AMPLITUDE

In wadsequenties moet rekening worden gehouden met verschillen van de getijde-amplitude onder open mariene omstandigheden en die terzelfdertijd optredend in het achterliggende wadgebied.



Daar spelen het gradiënt- en stuwingsverschijnsel en het vloedkomeffect een rol (\*).

Voor de deductie van de paleo-amplitude is het noodzakelijk dat er min of meer synchrone sequenties beschouwd worden. De absolute en relatieve datering van de wadsequenties is niet eenvoudig.

Een ander probleem dat zich stelt, is de identificatie van zowel de hoogwaterlijn als de laagwaterlijn uit de sequenties.

#### 1.4.2.1. Strandsequenties

D.J. BEETS et al. (1981) beschouwden de overgang van de steil hellende tot de weinig hellende inwendige stratificaties van de strandsequenties als indicator voor de laagwaterlijn. De basis van de duinen associeerden deze auteurs met de gemiddelde hoogwaterlijn. Op basis hiervan werd voor de laatste 5000j een constante amplitude afgeleid.

Vermits we in het studiegebied, dat grote getijde-amplitudes kende, geen volledige strandsequenties in ontsluiting konden bestuderen, kon de waarde van dit criterium niet geëvalueerd worden.

Enkel te Bredene merkten we een onderscheid op tussen een subtabulair en een planair facies in de strandsequenties. Deze overgang situeerde zich dermate hoog in de sequentie, dat deze niet met de kritische zeespiegelstanden in verband kon worden gebracht.

#### 1.4.2.2. Reconstructie van de getijde-amplitudes in de getijdegeulsequenties, die tot hoogwad evolueerden.

( Typische wadsequenties 1 en 2 )

We bestudeerden de zeespiegelindicatoren respectievelijk te Bredene en te Brugge. De relatieve afstand van de plaats van afzetting tot de vermoedelijke positie van de kustbarrière verschilt in beide gevallen.

(\*) Stuwingsverschijnsel : verhoging van de hoogwaterstand ter hoogte van de  
zeegaten

Gradiënt-effect : verhoging van de waterstanden in het getijdegebied door  
de aanvoer van rivierwater.



Te Bredene lagen de ontsluitingen in de onmiddellijke omgeving van de zeegaten. De ontsluitingen te Brugge bevonden zich op minstens 8km van de kustlijn. Dit is belangrijk omdat te Bredene stuwingseffecten kunnen opgetreden zijn, terwijl te Brugge vooral het gradiënt- en vloedkomeffect de reductie van de getijde-amplitude veroorzaakten.

Voor de bepaling van de hoog- en laagwaterlijn maakten we gebruik van de sedimentaire structuren.

#### 1. De hoogwaterlijn

Te Bredene en te Brugge bereikte de sedimentatiehoogte het peil +4m O.P. De maximale hoogwadaggradatie in de randzone van de polders reikt tot +4.5m. De actuele spring hoogwaterlijn situeert zich rond +4.3m tussen Oostende en Zeebrugge.

Op basis hiervan nemen we aan dat de spring hoogwaterlijn zich situeerde op  $4.5m \pm 0.2$  O.P. bij de opvulling van de getijdegeul in de omgeving van Brugge. Te Bredene werd deze waarde niet overschreden, vermits de maximale sedimentatiehoogte van de hoogwadsedimenten tegen de Middelloude duinen aan, eveneens rond de +4.5m O.P. ligt.

#### 2. De laagwaterlijn

De hoogst voorkomende subtidale megaribbelstructuren worden gebruikt als indicator voor de minimale spring laagwaterlijn. Enkel megaribbels met ontdubbelde kenteringslaminatie worden in aanmerking genomen.

Te Bredene werden deze structuren op diverse plaatsen op het peil +0.75m aangetroffen. Te Brugge komen ze zelfs nog hoger voor, tot +1.1m.

Hierop steunend, leidden we af dat spring getijde-amplitudes in de getijdegeulen maximaal 3.75m bedroegen; Ter hoogte van Brugge maximaal 3.4m, hetgeen beduidend lager is dan actueel het geval is.

De verschillende waarden te Bredene en Brugge kunnen eventueel verklaard worden aan de hand van respectievelijk stuwings- en vloedkomeffecten. Het feit dat Brugge bovendien oostwaarts ligt van Bredene en dat de getijde-amplitude naar het noordoosten afneemt, kan het verschil mee helpen verklaren.



Er blijven nog enkele onbeantwoorde vragen. In eerste instantie is het nog niet duidelijk wat de netto-invloed van de stuwings in de omgeving van het zeegat, op de laagwaterlijn te Bredene. In tweede instantie vragen wij ons af in hoeverre het gradiënt-effect een rol speelt in de geul van Brugge, die de Reie ver-voegt.

Hoofdvoorwaarde bij die vergelijkende beschouwingen is het synchroon verloop van de sedimentatie.

De getijdegeulsequentie van Bredene bevindt zich in een gebied, dat na 1000 B.P. werd ingedijkt. De geul ontwikkelde zich na de bewoningsfase van de Romeinen. We kunnen de ontwikkeling van de Bredene-geul aan de Duinkerke-II-fase associëren.

De geul van Brugge ligt wel in het Middelland, dat enkele tientallen jaren later werd ingedijkt. Ze bevat Romeinse scherven en werd aldus niet vóór de Romeinse invloed opgevuld.

Vermits megaribbelstructuren voorlopig de enige onrechtstreekse argumenten zijn die het onderscheid tussen subtidale en intertidale sequenties verduidelijken, is er weinig hoop dat het probleem van de veranderende getijde-amplitudes op die manier zal opgelost worden.

## 2. ZEESPIEGELCURVES

### 2.1. INLEIDING

Na een kritische evaluatie van de zeespiegelindicatoren, af te leiden uit de sedimentsequenties, worden de veranderingen van de zeespiegelstanden in de tijd bestudeerd.

Menig auteur slaagde erin een min of meer regionale curve te presenteren, vooral voor het Holoceen. ( JELGERSMA, 1961, 1966, 1979 ; TOOLEY, 1978 ; MÖRNER, 1976 ; BEHRE et al., 1979 ; MENKE, 1979 ; LINKE, 1979, 1982 )

Het is de bedoeling om uit de klastische sequenties de zeespiegelveranderingen te situeren ten opzichte van een relatieve tijdsas.



De regionale zeespiegelcurve is van belang om sedimenten van het beschouwde studiegebied, die bij bepaalde zeespiegelstanden tot stand kwamen, binnen een bepaald fouteninterval relatief te dateren.

Om een zeespiegelcurve te construeren, dienen zeespiegel-indicatoren gevonden, die zowel de oorspronkelijke hoogteligging van de zeespiegel als de absolute ouderdom moeten weerspiegelen. Verschillende dateringsmogelijkheden zijn bruikbaar voor sedimenten uit de kustvlakte.:

- Absolute datering : Het betreft hier C14-dateringen van de organische tussenlagen of van de schelpkleppen. Deze methode kan enkel toegepast worden voor Holocene sequenties waarin veen of schelpen voorkomen.
- Pollenspectra en -sequenties : Deze geven paleo-ecologische indicatoren die toelaten stratigrafische interpretaties af te leiden. De interpretaties worden bemoeilijkt door het feit dat mariene sequenties dienen behandeld te worden.
- Archeologica : Archeologische vondsten van de laatste 3000 jaar zijn voorhanden.
- Stratigrafische positie : De stratigrafische positie van eenheden, die correleerbaar zijn met bepaalde zeespiegelstanden, omvat meestal slechts een relatieve tijdsindicatie.

Vaak zijn zeespiegelfluctuaties (\*) niet absoluut dateerbaar of zijn de constructiemethodes van de curve van die aard dat fluctuaties niet kunnen geregistreerd worden.

Anderzijds kunnen absolute dateringen zeespiegelfluctuaties aan het licht brengen, die in de lithostratigrafische successie niet tot uiting komen.

Slechts een gecombineerde studie van de litho- en chronostratigrafie kan aantonen of de Holocene regressiefasen overeenkomen met netto-zeespiegelverlagingen of -vertragingen of -stilstanden. Misschien hebben ze ook niets met zeespiegelfluctuaties te maken. De methodefouten, zowel bij het bepalen van dateringen als bij het correleren van de watertafel met de zeespiegelstand, laten

(\*) Fluctuaties : kleine schommelingen ten opzichte van de algemene zeespiegelverandering.



slechts binnen een zeker hoogte- en tijdsinterval toe gedateerde zeespiegelstanden af te leiden ( VAN DE PLASSCHE, 1982 ).

Dateringsfouten kunnen impliciet zijn aan de methode. Ze kunnen bij C14-dateringen te wijten zijn aan contaminatie, infiltratie, differentieel oplossen enz.

De interpretatie van de hoogteligging kan bemoeilijkt worden door postsedimentaire (onmeetbaar) compactie van onderliggende pakketten. Ook de relatie watertafel - zeespiegelstand is niet eenduidig en hangt van lokale onmeetbare factoren af.

De problematiek in verband met de zeespiegelcurve voor het Eem interglaciaal en de Holocene zeespiegelreconstructie worden verder afzonderlijk beschouwd.

## 2.2. HOLOCENE ZEESPIEGELCURVES

### 2.2.1. INLEIDING

Volgens diverse benaderingen werden reeds voor verschillende gebieden zeespiegelcurves geconstrueerd. Een universele zeespiegelcurve voor het Holocene bestaat evenwel nog niet. Hoogstens kan een regionale curve worden beoogd, daar louter eustatische, isostatische, (geoïdale) en algemeen tektonische factoren dikwijls niet van elkaar te onderscheiden zijn.

Vooralsnog ontbreken voor het oostelijk deel van de Belgische kustvlakte voldoende gegevens (absolute dateringen) voor de realisatie van een gedetailleerde regionale zeespiegelcurve.

Op het eerste zicht is een afwisseling van klastische en organische sedimenten geschikt voor de reconstructie van de zeespiegel op basis van C14-analyses van de veenlagen. Deze werkwijze wordt gehanteerd door diverse auteurs ( BENNEMA, 1954, JELGERSMA, 1961, 1966, 1979, VAN DE PLASSCHE, 1982 en andere ). De datering van de basis van het veen kan geassocieerd worden aan de lokale heersende watertafel, die op zijn beurt correleerbaar is met de bestaande gemiddelde hoog- of laagwaterlijn.



Voor al de relatie watertafel - zeespiegelstand is van heel wat factoren afhankelijk, de interpretatie ervan is de meest hypothetische stap in de gevolgde werkwijze.

De geconstrueerde zeespiegelcurve met relatieve tijdsschaal, wordt bij een volgende interpretatiestap met de beschikbare absolute dateringen aangevuld.

We werkten een kritische evaluatie uit van de toepassingsmogelijkheden van de zeespiegelreconstructie door middel van C14-dateringen in de testgebieden.

De gedateerde zeespiegelstanden worden geprojecteerd ten opzichte van bestaande zeespiegelcurven.

We probeerden de gemiddelde hoogwaterstand te reconstrueren. Fluctuaties van die stand komen niet noodzakelijk overeen met wijzigingen van de gemiddelde waterstand. Ze kunnen wel belangrijke indicaties geven over de transgressie- en regressiecycli ( LINKE, 1979, 1983 ).

Bij het beschouwen van de hoogwaterstanden kunnen de lokale vloedkom- en stuwingeffecten in rekening worden gebracht. Door deze effecten zullen op dezelfde tijdstippen in een min of meer beperkt testgebied niet overal dezelfde gemiddelde hoogwaterstanden optreden.

Immers, voor onze kust verschilt actueel de getijde-amplitude en dus ook de gemiddelde hoogwaterstand tussen het meest oostelijke en meest westelijke punt.

Een supplementaire moeilijkheid bij het gebruik van de hoogwaterstanden is dat de getijde-amplitude gedurende het Holocene niet steeds een constante waarde aannam. Aldus kon uit de hoogwaterstandindicaties moeilijk het gemiddelde zeespiegelniveau afgeleid worden.

De gemiddelde hoogwaterlijn wordt beïnvloed door de frequentie en de intensiteit van de stormvloeden. De stormvloedintensiteit wordt bepaald door de strijk, waardoor de impact verschilt van gebied tot gebied.

Holocene zeespiegelwijzigingen in de Belgische kustvlakte werden reeds behandeld door R. TAVERNIER & F. MOORMANN (1954).



Andere auteurs steunden zich vooral op stratigrafische indicatoren. Ook C. BAETEMAN (1980) en L. ALLEMEERSCH (1984) raakten het probleem aan. C. BAETEMAN (1980) stelde reeds een discrepantie vast tussen gegevens afkomstig uit het westelijk deel van de kustvlakte en de bestaande curves uit Nederland.

## 2.2.2. DE RELATIEVE ZEESPIEGELCURVE VOOR DE HOLOCENE SEQUENTIES VOLGENS EEN RELATIEVE TIJDSAS.

In tabel IV.1. wordt een opsomming gegeven van de zeespiegelstanden afgeleid uit de zeespiegelindicatoren en uitgezet tegenover een relatieve tijdsschaal.

We veronderstellen hierbij een getijde-amplitude die tussen de 3 en 4m moet hebben gelegen en leiden een maximale en minimale hoogwaterstand en een gemiddelde zeespiegelstand af. Een aantal sedimentatiefasen worden onderscheiden. Enkel voor begin en einde van de fase wordt de zeespiegel gereconstrueerd, rekening houdend met compactieverschijnselen.

De besluiten steunen op de veronderstellingen dat veenvorming zich vrij gelijktijdig instelt bij de verlanding van het wad en dat mariene inbraken zich gelijktijdig over grote oppervlaktes voordoen.

Voor het Holocene werkten we een zeespiegelcurve uit met een relatieve tijdsas ( Fig. IV.2. ).

De indeling in " lithostratigrafische " eenheden van de kustvlakte sequenties gebeurde op basis van lithologische verschillen, en van de onderlinge relatieve stratigrafische positie. De eenheden zijn afgezet tijdens specifieke zeespiegel-intervallen. Bij deze indeling hoeven de zeespiegelvariatiën niet absoluut gedateerd te zijn. De methode is dus ook van toepassing op de Eemiaan sequenties.



Voor het bestudeerde oostelijk deel van de kustvlakte worden achtereenvolgens de Holocene eenheden beschouwd en de overeenkomstige zeespiegelintervallen afgebakend.

#### Holocene eenheden :

##### De organische basiseenheid :

- maximale hoogte van de hoogwaterstand bij het einde van de veengroei -3.0m O.P.
- hoogwaterstand bij het begin van de veengroei -4.0m O.P.  
( $\pm$  0.3m )

##### De onderste klastische eenheid :

- maximale hoogwaterstand tijdens de afzetting -1.0m O.P.
- Deze eenheid werd afgezet wanneer de hoogwaterstand -1.0m nog niet bereikte. In de grootste zone van het oostelijk deel van de kustvlakte bereikte de minimale hoogwaterstand -4m O.P.

##### De algemene organische eenheid :

- maximale hoogwaterstand bij beginnende veenvorming -1 à -2m
- minimale hoogwaterstand bij het beëindigen van de veenvorming +2.7m O.P.

##### De geïntercalleerde eenheid :

In principe worden hier de mariene sedimenten onderscheiden, die tegelijk met de algemene organische eenheid ontstaan zijn.

In het studiegebied kwamen dergelijke tussenlagen slechts voor bij een minimale hoogwaterstand van :

0m O.P.  
( $\pm$  0.5m )

##### De bovenste klastische eenheid :

- minimale hoogte van de gemiddelde hoogwaterstand bij het ontstaan +2.5m O.P.
- maximale spring hoogwaterstand in de loop van de evolutie +4.5m O.P.



### 2.2.3. DE RECONSTRUCTIE VAN DE ZEESPIEGELSTANDEN OP BASIS VAN VEENDATERINGEN.

Voor de laatste 2000 jaar zijn geen bruikbare C14-dateerbare veenniveau's aanwezig in het oostelijk deel van de kustvlakte. Evenmin waren vervolgbare vegetatiehorizonten buiten het duingebied beschikbaar. Bewoningsniveau's bleven in de omgeving van veengebieden bewaard. Ze lagen in een compactie- en klinkgevoelige positie.

Eerder onderscheidden we zones waar het veen rechtstreeks op het Pleistoceen substraat rust en anderzijds zones waar het op compactiegevoelige klei ligt.

Enkel de gebieden, waar vervening op een zandig substraat optrad, komen vanwege de geringe compactie in aanmerking voor de zeespiegeldeductie. Volgende beperkingen dienen in acht genomen bij het opstellen van de zeespiegelcurve :

Het achterliggend opduikend Pleistoceen substraat beïnvloedt de watertafel. Deze volgt weliswaar de stijgingen van de zeespiegelstand, doch bereikt ter hoogte van het opduikend Pleistoceen substraat eerder een hoger peil.

De ondiepe aanwezigheid van ondoordringbare kleilagen ( Kaarten II.8. en II.9. ) ( Tertiair - Eemiaan ) heeft een impact op de hydrogeologische gesteldheid in de zuidelijke randzone van de oostelijke kustvlakte. De helling van de top van het Pleistoceen substraat verloopt zeer geleidelijk of is vlak, waardoor de correlatie van de veenbasis met de zeespiegelstanden ten eerste bemoeilijkt wordt. ( VAN DE PLASSCHE, 1982 ).

Lokale veenvorming kan in de depressies optreden onafhankelijk van de zeespiegelstand. Op kaart IV.1. staat het basisniveau van het veen weergegeven.

In het oostelijk deel van de kustvlakte komt beneden het peil -3.5m O.P. geen basisveen meer voor en zijn er aanwijzingen dat veenvorming tussen bepaalde hoogte-intervallen, namelijk tussen -3m en -2m niet doorging.



In Nederland zijn de Pleistocene donken in het rivierengebied belangrijke plaatsen voor zeespiegelreconstructie. In het oostelijk deel van de Belgische kustvlakte bevinden de Pleistocene donken zich te ver zuidwaarts om voor de interpretatie in aanmerking te komen. ( VAN DE PLASSCHE, 1982 ; JELGERSMA, 1961 ; KOOIJMANS, 1974 ).

De watertafel-verhogende invloed van het substraat is bovendien afhankelijk van de bouw van de donk. In de randzone ontwikkelde het veen zich pas vanaf het moment dat de zeespiegelstand reeds relatief hoog stond. Hierdoor is slechts over een beperkt tijdsinterval informatie voor handen.

De Holocene sedimentsequenties in de Belgische kustvlakte illustreren dat de zeespiegel niet altijd in gelijke mate de watertafel volgde. We verwijzen onder andere naar het testgebied Bredene.

Gedurende fasen met veenvorming lag het kustgebied uitzonderlijk goed geïsoleerd ten opzichte van de mariene invloed door de aanwezigheid van kustbarrières. Vandaar overigens dat veenvorming over een zeer lange periode is kunnen doorgaan ( 5600 - 2500j B.P. ). Dit kan omdat open verbindingen met de zee ofwel niet bestonden ofwel weinig belangrijk waren en wegens het ontbreken van een belangrijk rivierstelsel.

Gezien de grote getijde-amplitude langs onze kust in vergelijking tot Nederland, kunnen slechts onder speciale omstandigheden, bijvoorbeeld bij lagunaire condities, mariene sedimentatie en veengroei terzelfdertijd zijn doorgegaan achter de barrière.

Uit dit alles blijkt dat het oostelijk deel van de Belgische kustvlakte niet erg geschikt is voor de reconstructie van de zeespiegelstand in de tijd op basis van veendateringen. We kunnen de plaatsen bepalen waar de dateringen meest significant zijn. In eerste instantie waar veenlagen op het Pleistoceen substraat zover mogelijk zeewaarts ( voorwaarde 1 ) gelegen zijn en bovendien langs een min of meer uitgesproken zeewaartse helling ( voorwaarde 2 ). In de buurt van Zeebrugge is aan de eerste voorwaarde voldaan, aan de tweede voorwaarde is in de kustvlakte slechts bij uitzondering voldaan.



Een ander gebied dat in aanmerking komt voor de datering, ligt op de grens tussen de verlandings- en verveningszone, op de grens tussen het profieltype Y1 en X2 ( BAETEMAN, 1981 ; BARCKHAUSEN et al., 1977 ). Deze grens is op kaart II.12 weergegeven. Een rechtstreekse aanwijzing voor de hoogwaterlijn komt in de hoogteligging van de mariene uitwiggende onderste klastische eenheid tot uiting. Bovendien vertoont de topografie van de basis van het veen in Houtave een (zeer) lichte zeewaartse helling ( Kaart IV.1. ). Verder landinwaarts echter wordt de informatie weeral onbetrouwbaar door de invloed van de Pleistocene rug, door de kleiige ondergrond van het opduikende Tertiair substraat en door de kleien van het Eemiaan, die tot grote hoogtes ( +1m ) kunnen voorkomen.

Op de kaart met de topografie van de basis van de organische eenheid ( Kaart IV.1. ) is er een zeer geleidelijke zeewaartse helling zichtbaar met een hoogteverschil van 4m over een afstand variërend van 5 tot 8km.

#### 2.2.4. BESPREKING VAN DE BESCHIKBARE GEGEVENS

Achtereenvolgens worden de gecompileerde gedateerde zeespiegelindicatoren behandeld. Onze bijdrage bestaat uit de omzetting van de basisgegevens, (hoogte en absolute C14-datering) tot de coördinaten (hoogwaterstand en ouderdom).

##### 2.2.4.1. De C14-dateringen ( Tabel IV.2. )

1. ( -4.05m ) / 6330  $\pm$  85 / ( Waarde, GrN 1121 ) (\*)
2. ( -2.10m ) / 5680  $\pm$  120 / ( Ritthem, GrN 405 )
3. ( -0.80m ) / 5060  $\pm$  180 / ( Groede , GrN 187 )

Drie dateringen van basisveen afkomstig uit Zeeland werden overgenomen. Ze werden reeds vroeger verwerkt door S. JELGERSMA ( 1961, 1966, 1979 ) en opnieuw geëvalueerd door O. VAN DE PLASSCHE ( 1981, 1982 ). Opvallend is dat de drie dateringen boven de curve met de gemiddelde zeespiegelstand en zelfs boven deze met de gemiddelde hoogwaterlijn van voornoemde auteurs voorkomen.

(\*) De nummering 1,2,...19 correspondeert met die in tabel IV.2. Tussen ronde haken wordt de vermoedelijke gemiddelde hoogwaterlijn weergegeven. Tussen schuine strepen staat de C14-ouderdom. Bibliografische referenties worden verder toegelicht in de tabel. Hierop volgt de plaatsbepaling en nummering van de datering, eveneens tussen haakjes.



Deze hoge positie kan ondermeer worden toegeschreven aan de grotere getijde-amplitude in het zuidwestelijk deel van Nederland ( JELGERSMA, 1961 ). Vermits Zeeuws-Vlaanderen onmiddellijk aansluit bij de oostelijke kustvlakte, mogen we gelijkaardige omstandigheden verwachten. In die optiek worden deze gegevens gebruikt als indicatoren voor de gemiddelde hoogwaterlijn. Het mogelijke effect van een efficiënte afsluiting van mariene invloed is er niet uit te halen.

O. VAN DE PLASSCHE (1982) vergeleek de zeespiegel-problematiek uit Zeeland met die uit Noord-Nederland. Vier factoren dienen beschouwd te worden namelijk de grotere getijde-amplitude, het gradiënteffect van de Schelde, de verschillen in isostasie en de veenvorming in lokale depressie in het Pleistoceen substraat.

4. ( +0.6m ) /  $4560 \pm 110$  / ( Terneuzen, Lv 124 )

Deze datering uit het Zuidnederlands gebied is afkomstig uit Terneuzen ( MUNAUT, 1967 ).

5. ( -0.8m ) /  $4880 \pm 65$  / ( Zeebrugge, Lv 855 )

Deze datering uit Zeebrugge werd besproken door L. ALLEMEERSCH (1984). Door de zeewaartse positie van de datering, waar de invloed van het achterland te minimaliseren is en door zijn ligging op weinig compactiegevoelige zanden, is dit gegeven één van de belangrijkste gemiddelde hoogwaterindicatoren voor de oostelijke kustvlakte.

Mogelijke afwijkingen tussen de hoogte van de basis van het veen en de gemiddelde hoogwaterlijn langsheen de kust, kunnen veroorzaakt worden door de goede afsluitende werking van de kustbescherming. Gezien de geringe input van oppervlaktewater uit het achterland, verloopt de watertafelstijging wel analoog met de stijging van de gemiddelde hoogwaterlijn, doch ze kan deze stijging niet bijhouden. Dit wordt uitvoerig behandeld bij de studie van het testgebied Bredene.

5. ( -2.10m ) /  $5610 \pm 80$  / ( Uitkerke, Lv 1369 )

L. ALLEMEERSCH (1984) vermeldde een datering afkomstig van de basis van het verlandingsveen te Uitkerke op -2.10m.



Dit veen rust op enigszins compacteerbare kleien van de onderste klastische eenheid. Vergelijken we de absolute hoogte van de veenbasis van Ritthem (-2.10m) met die van Uitkerke, dan blijkt dat die veenlagen, ondanks hun verschillende genese (vervenings- tegenover verlandingsveen) vrijwel op dezelfde hoogte liggen.

7. ( -0.90m ) / 5550  $\pm$  100 / ( Bredene, IRDA 437 )

De basis van het veen dat zich te Bredene in dezelfde stratigrafische positie als (6) bevond, werd bemonsterd. De absolute datering verschilt minder dan 100 jaar, de hoogte evenwel meer dan 1m ( 1.2m ) in vergelijking met de gegevens (6) en (2).

De verschillen tussen Bredene en Uitkerke kunnen te wijten zijn aan differentiële compactie. Dit gaat echter niet op voor het veen te Ritthem (2), vermits daar de compactie verwaarloosbaar was.

8. a) ( 2.70m  $\pm$  0.20 ) / 1940  $\pm$  90 / ( Bredene, IRPA 438 )

b) ( 2.60m  $\pm$  0.20 ) / 2060  $\pm$  130 / ( Bredene, IRPA 342 )

c) ( 2.50m  $\pm$  0.20 ) / 2195  $\pm$  60 / ( Bredene, IRPA 377 )

d) ( 2.40m  $\pm$  0.20 ) / 1915  $\pm$  50 / ( Bredene, IRPA 379 )

Tussen de peilen +2.45m en 2.70m troffen we op de natuurlijke wadsedimenten te Bredene, in de omgeving van het Romeins site (testgebied) dargafzettingen aan, wijzend op de overgang van wad tot lagunaire omstandigheden. De Romeinse bewoning manifesteerde zich vanaf dit niveau en bevond zich op de drogere plaatsen boven de spring hoogwaterlijn. De venige lagen liggen op de grens van het natuurlijk en het opgehoogde sediment. Het venig niveau bevindt zich in een compactie-gevoelige positie. De ophoging kan gedeeltelijk de compactie compenseren, doch het is meer waarschijnlijk dat de stijging van de hoogwaterstanden deze verhoging van het woonniveau met zich mee bracht.

In die optiek lag de spring hoogwaterlijn minimum op 2.70m, bij de beginnende bewoning en naar het einde toe werd een stormvloedhoogte van 3.5m bereikt.

Na de Duinkerke-I-transgressiefase lag de opslibbingshoogte aldus minimaal 2.70m hoog.



9. (  $4.80\text{m} \pm 0.1$  ) /  $1370 \pm 55$  B.P. / ( Bredene, IRPA 624 )

Een overstoven duinpannenveen werd bemonsterd in de Middeloude duinen te Bredene op  $\pm 4.80\text{m} \pm 0.1$  O.P., zelfs hoger gesitueerd dan de actuele gemiddelde hoogwaterlijn. De duinpannenvorming te Bredene gebeurde in een periode voorafgaand aan de kunstmatige verlaging van de watertafel in het achterland ( de latere polders ).

De betekenis van dit veen voor de zeespiegelcurve wordt samen beschouwd met het jonger duinpannenveen van Wenduine (10) (zie verder).

10. (  $+4.20\text{m}$  ) /  $440 \pm 70$  / ( Wenduine, IRPA 436 )

Het gedateerde overstoven duinpannenveen te Wenduine ( DEVOS, 1984 ) ontwikkelde zich in een periode dat de gemiddelde freatische waterhoogte in de polders tot  $+ 3.0\text{m}$  was teruggebracht. We kunnen aannemen dat sedert de bedijking (  $1000 \pm 50\text{j A.D.}$  ) slechts verwaarloosbare watertafelfluctuaties zijn opgetreden in de polders.

De actuele grondwatertafel, ter hoogte van de vloedmerken, bereikt  $4.25\text{m} \pm 0.25$  (\*). In de duinen zelf bereiken de freatische waterstanden ter hoogte van het overstoven duinpan actueel grotere hoogtes dan op de plaats van de paleo-duinpan (  $4.50\text{m} \pm 0.15$  ). Vermits de pannenvenen zich ter hoogte van de watertafel vormen, leiden we hieruit een nettotoename van de watertafelhoogte van  $30\text{cm}$  af. Deze hoogtetoename kan evenwel niet zomaar vertaald worden in een gelijkwaardige hoogtetoename van de hoogwaterlijn.

De freatische watertafel in de duinen volgt niet zo sterk de bestaande topografie, doch is er ook niet geheel onafhankelijk van. De neerslag in het duingebied veroorzaakt de vorming van een " zoetwaterzak " met een bolle bovenzijde. Zeewaarts sluit de watertafelhoogte aan bij de gemiddelde hoogwaterstand ( te vergelijken met de actuele gemiddelde hoogwaterstand te Oostende  $+ 4.26\text{m}$  ), landwaarts bij de waterstand van de polders  $3\text{m} \pm 0.25$ . De freatische watertafel kan aldus voorgesteld worden als een

(\*) De kwantitatieve gegevens zijn afkomstig van J. DEVOS.



asymmetrische rug, met een kamlijn die zelfs hoogtes van 5m kan aannemen onder belangrijke duinen en die parallel verloopt met de duinreep ( Fig. IV.3. ).

De veranderingen van de watertafel hangen af van de veranderende morfologie van de duingordel en van de zeespiegelfluctuaties. Het duingebied wordt aangetast door stranderosie. Als de breedte van de duingordel vermindert, verschuift de invloed van de hoogwaterstand meer landwaarts, evenals de hoogste kam van de " grondwatertafelrug ".

De actuele duinbreedte ten westen van Wenduine bedraagt 700m. Dat deze oorspronkelijk breder was en zich meer zeewaarts uitstreckte, is onrechtstreeks te bewijzen.

De studie van actuele strandprocessen ( DE MOOR, 1982 ) behandelde de erosieve megaprotuberansen langs het strand.

Op bepaalde plaatsen wordt door strandwerking de algemene organische eenheid geërodeerd. Romeinse resten komen door stranderosie bloot te liggen. Het zijn bewijzen dat de kustbarrière meer zeewaarts heeft gelegen.

Ook de morfologie van de duingordel, onderzocht door F. DEPUYDT (1972), geeft aanwijzingen over de verminderde duinbreedte door kustregularisatie (\*), gepaard gaande met een landwaarts verschuiven van de zeereep ter hoogte van Wenduine. De paraboolduinen, die zich bij de algemene subrecente duinvorming, vanaf de elfde eeuw, hebben gevormd, zijn door landwaarts terugschreiden van de zeereep gehalveerd. Tussen Bredene Bad en Wenduine werden na stormerosie van de zeereep, ontkalkte oude duinrestanten aangetroffen, wijzend op een terugschreidend strand ( Ontsluiting De Haan strand(\*\*)).

Het duinpannenniveau te Bredene bevindt zich in een meer landwaartse uitloper van de duinen. Bij de vorming, vóór de inpoldering, lag de watertafel in de polders hoger dan de actuele stand (  $\pm$  de gemiddelde hoogwaterstand ). Op basis van voornoemde redenering is het dus niet verwonderlijk dat het pannenveen, ondanks zijn grotere ouderdom hoger ligt dan dat van Wenduine.

(\*) Kustregularisatie of streven naar een rechtlijnig verlopende kustlijn.

(\*\*) Zie Testgebied Inbraakgebied Bredene



Deflatie-oppervlakken, onder de gemiddelde hoogwaterlijn gesitueerd, zijn in de duinzone niet te verwachten. Actueel komen geen duinpannen meer voor die terzelfdertijd nog actief zijn en zo laag liggen. Dit ondanks het feit dat de watertafel in de polders gevoelig verlaagd werd.

Laaggelegen duinpannenveen wijst op een relatief laaggelegen gemiddelde hoogwaterlijn. Te Wenduine stijgt de gemiddelde watertafel nergens, zelfs niet onder de hoogste duinen, meer dan 1m boven de gemiddelde hoogwaterlijn uit ( DEVOS, 1984 ).

Passen we dit toe op de Middelloude duinen, dan moeten deze gevormd zijn bij een hoogwaterlijn lager dan  $+ 4.8m \pm 0.20$  en zeker hoger dan  $+4m$  O.P.

11. (  $+ 2.20m$  ) / 2960 - 3340 / ( Leffinge, IRPA 283, 337, 338  
ANTW 227, Hv 8800 )

Het betreft een aantal dateringen ( a, b, c, d, e ) van de top van de algemene veenlaag te Leffinge, ter hoogte van een archeologisch site, waar de Romeinen een zoutwinning uitbaatden.

Deze plaats werd uitvoerig in de literatuur beschreven en paleoecologische reconstructies werden voorgesteld ( BAETEMAN, CLEVERINGA & VERBRUGGEN, 1981 ; BAETEMAN & VERBRUGGEN, 1979 ).

De veengroei te Leffinge is relatief vroeg geëindigd (  $\pm 3200j$  B.P. ) op relatief grote hoogte (  $+ 2.20m$  ), in een gebied dat door de aanwezigheid van het Pleistoceen substraat sterk werd beïnvloed ( BAETEMAN, 1981 ). Rekening houdend met potentiële compactie- en klinkverschijnselen, vermoeden we een maximale veengroei tot minimaal  $+ 2.50m$ .

Op het veen werd vóór de Romeinse invloed zeer weinig marien sediment afgezet. Te Bredene daarentegen lag de bewoning één meter hoger, op een klastische sequentie die het veen bedekte.

Vermits in de kustvlakte alle veen boven het peil  $+ 2.5m \pm 0.2$  uitwigt, kan aangenomen worden dat ook te Bredene het oorspronkelijk niveau niet hoger zal gelegen hebben. Dit wijst op een vloedkomeffect van  $0.5m \pm 0.3$  over een zeer korte afstand of beter op een verschil van  $0.5m$  tussen de gemiddelde spring hoogwaterlijn van Bredene en die van Leffinge. Bepalend hierbij is wellicht de positie ten opzichte van het Ijzerbekken.



12. ( +0.6m ) /  $4465 \pm 220$  / ( Leffinge, IRPA 282 )

De basis van het veen te Leffinge op + 1.80m is van gelijkaardige ouderdom als dit te Terneuzen (4), dat op + 0.60m werd aangetroffen. De opvallende hoogte kan, zoals eerder door C. BAETEMAN (1981) vermeld, aan de invloed van het Pleistoceen substraat toegeschreven worden.

13. ( 0m  $\pm$  0.5 ) /  $5064 \pm 229$  / ( Uitkerke, IRPA 48DB2/16 )  
( 0m ) /  $4380 \pm 65$  / ( Bredene, IRPA 665 )

Het gedateerde veen werd in de onmiddellijke omgeving van een klastische tussenlaag bemonsterd, die zich tussen 0m en 0.5m lokaliseert. De tussenlaag ligt daarbij op veen, hetgeen zijn gevoeligheid voor compactie verklaart. De hoogte van die klastische tussenlaag is een indicatie voor de minimale spring hoogwaterlijn na  $5064 \pm 229$  B.P.

Uit waarnemingen te Bredene en uit de litteratuur ( ALLEMEERSCH, 1984 ) leidden we de maximale hoogte van de klastische tussenlaag af.(0.5m).

14. ( + 0.75 ) /  $5064 \pm 229$  / ( Houtave, 124DB8/15 )

Tussen 0 tot 0.5m O.P., op 25cm boven de basis van het veen nabij Houtave, werd houtrijk materiaal bemonsterd voor de datering. Door compactie wordt een hoogtefout van maximaal 25cm verwacht, waaruit we een grondwaterniveau bepalen tussen + 0.25 en 0.75m.

15. ( - 0.50 ) /  $3000 \pm 55$  / ( Zandvoorde, ANTW 228 )

De top van het veen te Zandvoorde ligt niet lager dan 0.5m en werd gedateerd op  $3000 \pm 55$  B.P. Dit niveau is de resultante van de oorspronkelijke veenhoogte, verminderd met het hoogteverlies door compactie veroorzaakt. De top ligt voldoende diep om niet meer door ontwateringsverschijnselen bij verlanden en inpolderen beïnvloed te worden.

Vergelijken we dit niveau met dat van Leffinge, dan valt het grote hoogteverschil op, met bovendien op het hoogste niveau de oudste dateringen van Leffinge. Het niveau van Zandvoorde (15) geeft een minimumhoogte voor de gemiddelde hoogwaterlijn aan.



16. ( - 5.50m ) /  $6750 \pm 125$  / ( Zandvoorde, ANTW-ZV 11 )

Op dezelfde plaats (15) werd op 0.95m onder het maaiveld veen aangetroffen, geïntercalleerd in de onderste klastische sequentie. In functie van de compactie, zal dit niveau onder de oorspronkelijke sedimentatiehoogte liggen.

Deze datering bewijst dat in het uiterste westen van de oostelijke kustvlakte afzettingen van mariene aard uit de Calais-I-fase voorkomen. Meer noordelijk worden deze eveneens aangetroffen, meerbepaald te Bredene en De Haan. Deze mariene sedimenten zijn er evenwel zonder dateerbare tussenlagen gescheiden van de afzettingen van Calais-II ouderdom.

17. & 18.

( + 0.40m ) /  $4620 \pm 40$  B.P. / ( Moerzeke Castel, GrN 5847 )

( + 1.25m ) /  $1565 \pm 89$  B.P. / ( Moerzeke Castel, IRPA 97II )

Deze gegevens zijn afkomstig van een veenniveau op een Pleistoceen donk in de alluviale Scheldevlakte.

Uit de gangbare hypothesen over het ontstaan van de Westerschelde ( TAVERNIER & DE MOOR, 1974 ; MIJS & GULLENTOPS, 1983 ; KIDEN, 1983 ) mogen we aannemen dat de getijdewerking onbestaand was bij de beginnende veenvorming.

De hoogte van het veenniveau werd afgeleid uit gegevens van C. VERBRUGGEN (1971), geïnterpreteerd door P. KIDEN ( mond. meded. )

De top is gecompacteerd en geeft aldus een te lage waarde voor de lokale hoogwaterstand bij de overstroming aan.

19. ( - 22.50m ) /  $7795 \pm 130$  B.P. / ( Adinkerke, IRPA 439 )

Hoewel de correlatie met de zeespiegelstand niet duidelijk is en de datering uit het westelijk deel van de kustvlakte afkomstig is, wordt dit gegeven vermeld wegens de grote ouderdom.

Deze dateringen worden op figuur IV.2. weergegeven. De hoogwaterstand staat uitgezet tegenover de conventionele C14-ouderdom. Op kaart IV.2. worden de C14-bemonsteringsplaten aangegeven.



#### 2.2.4.2 Aanvullende gegevens

Met de nodige omzichtigheid werden ook toegevoegde gegevens bestudeerd, vermits deze meestal steunen op absolute dateringen in tegenstelling tot de conventionele C14-resultaten. In principe kunnen de C14-gegevens gecalibreerd worden tot absolute dateringen o.a. op basis van dendrochronologie. De bijkomende dateringen beslaan meestal een dermate breed interval, dat we het niet nodig achtten de omzetting van conventionele C14-waarden in gecalibreerde ouderdom te maken.

Gegeven is dat de actuele gemiddelde hoogwaterstand schommelt tussen 4.21m te Zeebrugge en 4.28m te Oostende ( Tabel IV.3.)\* Ten tweede geven de maximale opslibbingsniveau's in de verschillende landschappen indicaties over de spring hoogwaterlijn of de maximale sedimentatiehoogte van de schorre.

Dank zij de kennis van de bedijkingsgeschiedenis in het oostelijk deel van de Belgische kustvlakte, die uit historisch, historisch-geografische en pedologisch onderzoek duidelijk werd ( VERHULST, 1959 ; AMERYCKX, 1954, 1958, 1959 ; COORNAERT, 1972 ) leidden we enkele aanvullende gegevens af. Een verschillende opslibbingshoogte tussen het westelijk en oostelijk deel van de kustvlakte werd reeds opgemerkt door R. TAVERNIER & F. MOORMANN (1954) en toegeschreven aan de verminderende getij-amplitudes in oostelijke richting.

De kustvlakte werd opgedeeld in het Oudland, Middelland en Nieuwland. Bij de volgende beschouwingen gaan we ervan uit dat de sedimentatiehoogtes indicaties geven over schorre-oppervlakken. In het Oudland werd alle mariene invloed na de Duinkerke-II-fase geweerd, o.a. door de constructie van de Blankenbergse Dijk. Voor dit gebied wordt het maximale opslibbingsniveau afgeleid. In de randzone wigt de klei tegen het Pleistoceen substraat uit. De poldergrens is niet scherp af te lijnen. In bepaalde zones komen zogenaamde gebroken gronden ( AMERYCKX, 1958 ) voor, waarbij Pleistoceen en marien materiaal met elkaar werden vermengd. De invloed van stormvloed en laat differentiële sporen na.

(\*) Zie p. 249



In de randzone van de polders ligt het hoogste sedimentatieniveau lager dan de heersende gemiddelde hoogwaterlijn op het strand door het vloedkomeffect en het tekort aan sediment. De inklinking bleef beperkt.

Waar opgevolde getijdegeulen voorkomen, die slechts door een dunne kleilaag bedekt zijn, werd de opslibbingshoogte nagegaan. Uit de kritische hoogte van de Pleistocene donken kunnen aanwijzingen gehaald worden over de hoogwaterstand. Er dient rekening gehouden met een zekere vervlakking door landbouwactiviteit en natuurlijke processen van zelfvereffening.

In de polderrand, tussen Oudenburg en Brugge, bereikten de mariene invloed minimaal het niveau + 4.25m en maximaal + 4.5m. Hieruit leidden we af dat de gemiddelde hoogwaterlijn minimum 3.90m (= 4.25m - 0.35m) moet bereikt hebben (\*).

Het Middelland is het gebied dat ingedijkt werd na de constructie van de Blankenbergse dijk (Gentele) en door de dijk Uitkerke-Moerkerke op het einde van de 11de eeuw.

De donk van het Kasteel Ten Berghe blijkt hoger te liggen dan het niveau + 4.30m  $\pm$  0.10, hetgeen de maximale spring hoogwaterlijn aanwijst. De maximale hoogwad-sedimentatiehoogte, kan evenwel reeds vóór de indijking van het Middelland bereikt zijn.

Zeer expliciete hoogteverschillen tussen het Nieuwland en het Middelland werden tussen Damme en Hoeke opgemeten ter hoogte van de Monnikenwervedijk, de Krinkeldijk en de Mostaertdijk. Deze hoogteverschillen zijn ondermeer het gevolg van differentieële klink en compactie en van voortgezette sedimentatie. Een netto hoger opslibbingsniveau dan in het meer westelijk gesitueerde Oudland werd evenwel niet aangetroffen. Rond de donk van Den Hoorn leidden we, na vergelijking van de Bodemkaart van België met topografische gegevens, een beperkte schorrehoogte af van + 3.75m  $\pm$  0.25, ondanks de geringe inklingsmogelijkheid. De hoogste gemiddelde hoogwaterstand werd blijkbaar reeds bereikt alvorens de bedijking van het Oudland. De lage ligging van het hoogwadsediment is toe te schrijven aan de getijdeamplitude die in oostelijke richting afneemt.

(\*) 0.35m is het verschil tussen de actuele gemiddelde hoogwaterlijn en de spring hoogwaterlijn.



Belangrijk is dat de bedijkingstechnieken steeds meer geavanceerd werden. De opslibbingshoogte werd kunstmatig geïnduceerd, waardoor er niet meer diende gewacht tot volledige rijping optrad en waarbij ook bestaande actieve krekken werden afdamd ( AMERYCKX, 1953 ).

Bij de evaluatie van de zeespiegelstanden worden gegevens uit de zuidwestelijke hoek van Nederland en uit het westelijk deel van de kustvlaktegebied samen genomen. De zeespiegelstanden wisselen echter van plaats tot plaats, zoals dit overigens actueel het geval is.

We vergeleken de actuele gemiddelde hoogwaterstanden te Nieuwpoort en te Vlissingen (\*) ( VAN CAUWENBERGHE, 1980 ; CLAESSENS & BELMANS, 1984 ) ( Tabel IV.3. ).

TABEL IV.3. : Getijdehoogtes

	MHWL	MLWL		SHWL	SLWL	Max . Stormhoogte 1971-80
Nieuwpoort						
Nieuwpoort	4.36	0.24	4.12	4.75	-0.11	6.10
Oostende	4.28	0.34	3.94	4.65	+0.015	5.90
Zeebrugge	4.21	0.49	3.71	4.57	+0.209	5.86
Vlissingen	4.32	0.47	3.85	4.71	+0.22	6.27
-----						
MHWL	gemiddelde hoogwaterlijn		SHWL	spring hoogwaterlijn		
MLWL	gemiddelde laagwaterlijn		SLWL	spring laagwaterlijn		
	gemiddelde getijde-amplitude					

De gemiddelde getijde-amplitude voor het beschouwde gebied bedraagt  $3.80\text{m} \pm 0.05$  en de gemiddelde springtij-amplitude is gelijk aan  $4.40\text{m} \pm 0.05$ .

Uit de getijdegegevens voor de Belgische kust berekende C. VAN CAUWENBERGHE een gemiddelde toename van de gemiddelde zeespiegelstand van 6 tot 7mm per tien jaar. Verondersteld dat deze stijging gedurende 1900 jaar aanhield ( Romeinse periode ), dan zou die gemiddelde zeespiegelstand tussen 1.33 en 1.14m onder de actuele stand gelegen hebben, met andere woorden tussen 0.92m en 1.11m.

(\*) Voor de gegevens van Vlissingen moet rekening gehouden worden met het stuwingeffect van de Westerschelde.



De gemiddelde hoogwaterstanden schommelden rond + 3m en de springhoogwaterstanden rond + 3.3m.

Bij een dergelijke zeespiegelstand 1900j B.P., zou de gehele kustvlakte overstroomd geweest zijn. Dit wordt bewezen door het feit dat er geen dateringen van de top van de algemene organische eenheid in de kustvlakte voorhanden zijn, jonger dan 2000j B.P.

Dit wordt eveneens bevestigd door de aanwezigheid van Romeinse zoutwinningssites tegen de landwaartse randzone van de kustvlakte aan ( Leffinge, Brugge Fort-Lapin ).

H. THOEN (1978) maakte een vrij gedetailleerde studie van de Romeinse resten in de kustvlakte. Vondsten rechtstreeks op het veen konden worden geassocieerd aan ontvenings- en zoutwinningssites.

Reeds in de IJzertijd zou er te Brugge een zoutziederij bestaan hebben ( Fort-Lapin ) ( RUTOT, 1903 ; THOEN, 1978 ). Uit de archeologische beschrijvingen leidden we af dat de Romeinse en eerder ook de IJzertijdbewoning te Brugge Fort-Lapin zich op ongeveer + 3m  $\pm$  0.5 hoogte bevond, rechtstreeks op het Pleistocene substraat en in de onmiddellijke omgeving van een open kreek waarop scheepvaart mogelijk was. Deze kreek ( getijdegeul ) had zich uitgeschuurd tot op het Tertiair substraat ( RUTOT, 1903 ). In de opgevulde geul werd een Romeins schip aangetroffen van + 180j A.D. ( MARSDEN, 1976 ; THOEN, 1978 ).

De spring hoogwaterlijn bedroeg gedurende de Romeinse vestiging te Brugge maximaal + 3m, gezien de hoogteligging van de woonsites. De getijdegeul, die Brugge bereikte, sloot aan op de Reie.

Er werd ook gezocht naar nederzettingssporen in de kustvlakte die vóórde bedijking tot stand kwamen. Voorbeelden hiervan zijn de nederzettingen te Oostkerke en Hoeke en zelfs te Houtave. Deze moeten zich boven de spring hoogwaterlijn hebben uitgestrekt, zelfs boven de gemiddelde stormvloedhoogte.



Archeologische gegevens hebben ons vooralsnog geen uitsluitend gegeven over de kritische bouwhoogtes. In elk geval lag het bewoningsniveau in de buurt van  $+4.5\text{m} \pm 0.4\text{m}$ . Dit zou betekenen dat de stormvloed gevoelig lager lagen  $\pm 1000\text{j B.P.}$  dan actueel ( Tabel IV.3. ) langs de kust.

Uit pollenanalyses blijkt dat de algemene veengroei ophield bij het begin van het subatlanticum, volgens C. VERBRUGGEN ( mond. meded. ) & M. BILLIET (1981) rond 2800 B.P. ; volgens A. V. MUNAUT in ALLEMEERSCH (1984) rond 2300 B.P.

Vanaf die periode hebben zich vóór de Romeinse veroveringen, lagunaire sedimenten in de randzone en meer zeewaarts wadafzettelingen kunnen ontwikkelen. Het peil van de top van het veen is gewijzigd ingevolge compactie.

In Bredene bijvoorbeeld ligt het actueel op  $+ 1\text{m O.P.}$ , terwijl het meer landwaarts tot  $2.50\text{m}$  oprijst.

De veronderstelling dat het veen tot op  $+ 2.5\text{m} \pm 0.2$  kwam, steunt op volgende argumenten.

In de randzone van de kustvlakte wordt inderdaad geen veengroei op het Pleistoceen substraat boven dit peil aangetroffen ( maximum basishoogte  $+ 2.20\text{m}$  ). Dit betekent dat de watertafel daar de  $2.5\text{m}$  niet heeft overschreden. Dit wil echter niet zeggen dat de ombrotrofe veengroei meer zeewaarts niet hoger zou gelegen hebben. Echte gebombeerde hoogvenen werden hoe dan ook niet gesignaleerd ( VERBRUGGEN, mond. meded. ), zodat de oligotrofe veenlagen de grondwaterstand slechts in beperkte mate moeten hebben overschreden (  $< 0.5\text{m}$  ).

Het archeologisch site van Damme, gedateerd op basis van archeologica geeft een indicatie over de gemiddelde hoogwaterstanden (  $+ 3.75\text{m} \pm 0.25$  ) in de 14-15de eeuw.

Een venige intercallatie, met rietdoorgroeiing wijzend op zoutwatertolerantie , bevindt zich op  $+ 3.75\text{m}$ . Dit veen ontwikkelde zich zeewaarts van de Speye ( TERMOTE, 1985 ) en bedekte de natuurlijke sedimentsequenties niet ( TERMOTE, mond . meded. ). Het kleicomplex, waarin het  $3\text{cm}$  brede venig niveau zich bevindt, werd bedekt door kunstmatige opvulling tot op het niveau  $+ 5.75\text{m}$ .



### 2.2.5 VERGELIJKING MET BESTAANDE ZEESPIEGELCURVES.

Alle gecompileerde gegevens worden op figuur IV.3. geprojecteerd, evenals de curve van JELGERSMA (1979), verbeterd naar O. VAN DE PLASSCHE (1982) voor de gemiddelde zeespiegelstand. Op basis van een gemiddelde getijde-amplitude van 4m werd de gemiddelde hoogwaterlijn gereconstrueerd. We veronderstelden impliciet dat de getijde-amplitude constant bleef. De verzamelde gegevens van de periode tussen 3000 en 6000 B.P. passen vrij goed in deze gereconstrueerde curve van de gemiddelde hoogwaterstand. De belangrijkste anomalieën situeren zich in de laatste 3000 jaar. De dateringen te Bredene zijn moeilijk in te passen in de curve van JELGERSMA. De basis van het veen ( V1 ) ligt 1.5m ( 1.2m - 1.6m ) te hoog in vergelijking met desbetreffende curve. Ook de klastische intercallatie te Uitkerke ligt hoger dan verwacht.

De beperkte hoeveelheid gegevens laat niet toe om uit die anomalieën besluiten te trekken in verband met eventuele zeespiegelfluctuaties.

De geconstrueerde curve op basis van die van JELGERSMA is voorlopig de beste benadering, vermits deze auteur ook rekening hield met de toestand in het zuidwesten van Nederland.

De verzamelde gegevens van de periode vóór 3000 B.P. liggen vrij consequent hoger dan op de curve die S. JELGERSMA aangeeft. Dit kan o.a. het gevolg zijn van veranderende of differentiële megatectonische of isostatische respons van de gebieden of van een veranderende getijde-amplitude.

In het geval we de verschillen tussen de waarnemingen en de gereconstrueerde curve van JELGERSMA toeschrijven aan een gewijzigde getijde-amplitude, moeten we besluiten dat die verminderde tot 2000j B.P.

Vermits de meeste gegevens afkomstig zijn van de basis van het veen, rechtstreeks op het Pleistoceen substraat rustend, kan de watertafel hogere waarden hebben aangenomen dan het niveau van de gemiddelde hoogwaterlijn.



Anderzijds kunnen de verschillen die in de tijd toenemen, het gevolg zijn van differentiële subsidentie. Er zijn aanwijzingen dat de subsidentie zich gevoeliger in het noorden, waar de curve van JELGERSMA geldig is, zou manifesteren. We schatten het verschil uit de curve tussen 1m/6000 jaar en 2.5m/7000 jaar. Dit betekent met andere woorden tussen 0.15mm en 0.35mm per jaar.

Voor de oostelijke kustvlakte blijkt dat de hoogste sedimentatieniveau's 1400 jaar geleden bereikt werden.

### 2.3. TRANSGRESSIES EN REGRESSIES

De problematiek in verband met trans- en regressies wordt op verschillende manieren benaderd :

1. Op basis van de sedimentsequenties worden de zeespiegelveranderingen afgeleid.

Aan deze methode zijn een aantal beperkingen verbonden. Zelfs met talrijke absolute dateringen is er een kritische verandering noodzakelijk om de fluctuaties te kunnen identificeren. O. VAN DE PLASSCHE (1982) slaagde hierin voor de periode tussen 4750 B.C. en 2750 B.P.

Het probleem van de identificatie van de trans- en regressies stelt zich vooral voor de laatste 2500 jaar van het Holocene.

2. In tweede instantie wordt nagegaan in hoeverre sedimentsequenties beantwoorden aan de effecten van gekende of hypothetische processen.

#### 2.3.1. DE BEGRIPPEN TRANS- EN REGRESSIE

Voor het Holocene worden een aantal transgressies en regressies onderscheiden. Met transgressie wordt bedoeld dat de mariene invloed zich meer landwaarts laat gevoelen, met regressie dat de invloed zeewaarts verschoof.

Vanaf het einde van het Weichsel glaciaal is de zeespiegel gestegen. Deze tendens gaat actueel, zij het vertraagd, voort.



Bij die algemene transgressie zijn fluctuaties vastgesteld ( transgressie- en regressiefasen ), die echter niet noodzakelijk met veranderingen van de gemiddelde zeespiegelstand dienen overeen te komen, zoals verder zal blijken.

Trans- en regressie worden gesignaleerd in wadgebieden, die zich achter de eigenlijke kustlijn ( kustbarrière ) uitstrekken.

Transgressies worden uitgedrukt in een laterale component, die gelijk is aan de afstand waarover de zee het land binnendringt en in een vertikale component, namelijk de hoogte die de zeespiegel bereikt.

Er wordt nog een onderscheid gemaakt tussen enerzijds de laterale verplaatsing van de kustbarrière als indicator voor trans- en regressies en anderzijds de laterale verschuiving van de maximale waduitbreiding zelf.

In het verder verloop van de studie zullen we het over de algemene transgressie en regressie hebben van de interglacialen en over de transgressiefasen, die we afzonderlijk voor het wadgebied en de kustbarrière beschouwen.

De gevolgen van die relatieve trans- en regressies vormen de basis voor de chronostratigrafische indeling van het Holocene.

De afzonderlijke trans- en regressiefasen komen niet tot uiting in de gereconstrueerde zeespiegelcurve en in de Nederlandse curve van JELGERMA (1979). Dit is voor een groot deel toe te schrijven aan de gebruikte methode voor constructie.

Curves van L. KOOIJMANS (1974, 1976 ) ; ROELEVELD (1974) en detailcurves van O. VAN DE PLASSCHE (1982) geven wel enige fluctuaties weer, met eventueel versnelde of vertraagde zeespiegelstijgingen.

Door het feit dat subsidentie in de verschillende regio's een specifieke invloed heeft, is het beter te spreken over relatieve zeespiegelbewegingen.

Bij de verdere behandeling worden dus altijd de relatieve regionale zeespiegelveranderingen bedoeld. De netto eustatische veranderingen zijn niet afleidbaar.



### 2.3.2. SEDIMENTOLOGISCHE INDICATOREN VOOR TRANS- EN REGRESSIES GEDURENDE HET HOLOCEN

De problematiek is tweërlei :

1. In hoeverre bestaan er indicaties van verlandingsfasen gedurende de wadontwikkeling ?
2. Wat is de betekenis van deze verlandingsverschijnselen op het vlak van de netto-zeespiegeldalingen ?

Voor de laatste 3000 jaar gebeurde de identificatie van de verschillende fasen op basis van archeologische en historisch-geografische bronnen ( BENNEMA, 1954 ; TAVERNIER, 1947 ; THOEN, 1978 ; VERHULST, 1959 ) Geologische argumenten zijn vaak zeer lokaal. De resultaten werden verwerkt in de Bodemkaart van België ( AMERYCKX, 1953, 1954, 1958 ).

#### 2.3.2.1. Ter hoogte van de kustbarrière ; in het duinengebied

In de duinmassieven worden dikwijls vochtige periodes met duinfixatie ( bodemvorming ) geassocieerd met de transgressiefasen. Intense verstuivingsfasen kunnen eventueel overeen komen met lagere grondwaterstanden tijdens regressies. Dit model werd voor de Nederlandse duingebieden uitgewerkt. ( JELGERSMA et al., 1970 ; ZAGWIJN, 1984 ).

Het duinonderzoek langs de Belgische kustvlakte ligt buiten de doelstellingen van deze studie.

#### 2.3.2.2. In de kustvlakte

De afwisseling van mariene klastische sedimenten en continentale organische afzettingen, bodemhorizonten en bewoningsporren zijn de belangrijkste indicatoren voor trans- en regressies. Overigens komen relatieve verlandingsfasen ook tot uiting in de relatieve verdeling van schorre, lagunaire en slikke sedimentsequenties.

Vooraf in de bovenste klastische eenheid zijn de sedimentologische indicatoren soms zeer lokaal, meestal onbestaand, althans in het oostelijk deel van de kustvlakte.



Regressiesporen worden soms door menselijke activiteit ( landbouw, inpoldering ) gehomogeniseerd. De belangrijke sedimentologische veranderingen ten gevolge van relatieve trans- en regressiefasen in de laatste 2500j worden in de bovenste meter verwacht, vermits hoogwaterstanden niet meer dan 1.5m toenamen. Door de grote herwerkingscapaciteit in het wad, komen de gevolgen van de verschillende transgressiefasen op veel plaatsen eerder naast elkaar dan op elkaar voor.

Lithologische wisselingen mogen niet noodzakelijk worden toegeschreven aan verschillende sedimentatiefasen. Bepaalde erosievlakken zijn evenmin indicatief voor verschillende trans- en regressiefasen.

Gedurende een transgressiefase gebeuren tal van veranderingen door differentiële erosie en opslibbing.

De trans- en regressies in de Belgische kustvlakte moeten geïnterpreteerd worden als een afwisseling van periodes met actieve geulontwikkeling met landwaarts migreren van de wadsubmilieu's en met periodes van schorre expansie. De lithologische successie, wijzend op veranderende energie in het milieu is te wijten aan de wijzigende impact van de getijdegeulen en aan de veranderde toestand van de kustbarrière. Het zijn de getijdegeulen die grotendeels het areale belang van de getijdewerking in het wad bepalen.

Rest ons nog theoretisch te bepalen wat de mogelijke oorzaken zijn van de relatieve trans- en regressie en wat hun gevolgen zijn voor het studiegebied.

### 2.3.3. DE HOLOCENE TRANS- EN REGRESSIES VOOR DE DUINKERKEFASSEN EN DE KUSTLIJNMIGRATIE

De Holocene zeespiegelstijging verliep tot 5000 jaar B.P. beduidend vlugger dan in de latere periode, hetgeen gevolgen had op de evolutie van de kustbarrière en op de sedimentsequenties in het algemeen.



Het oostelijk deel van de kustvlakte is weinig geschikt voor de reconstructie van de gebeurtenissen ouder dan 5000 B.P. De kustbarrières werden immers later geërodeerd, de algemene veengroei begon al vroeg en in de beschouwde testgebieden zijn pas gegevens voor handen vanaf het ogenblik dat de gemiddelde hoogwaterstand het peil - 4m O.P. bereikte.

In het westelijk deel van de kustvlakte kunnen wel enkele aspecten van de kustmigratie worden bestudeerd. De meest landwaartse migratie van de kustbarrière is bij de vertragende zeespiegelstijging enkele kilometers van de actuele kustlijn gekomen. Ten oosten van Nieuwpoort was dit echter niet het geval.

Samengevat en naar analogie met de gebeurtenissen in Nederland ( HAGEMAN, 1969 ; VAN STRAATEN, 1965 ) en Frankrijk ( Le FOURNIER, 1974 ) stellen we vast dat in de eerste periode van het Holoceen een landwaartse verschuiving van de kustlijn optrad. Vanaf een bepaalde periode ontwikkelden er zich kustbarrières met achterliggende intertidale zones. De landwaartse migratie kwam tot stilstand samen met de vertraging van de zeespiegelstijging. Hierop volgde een zeewaartse aangroei, waardoor het achterland al dan niet volledig werd afgesloten van mariene invloed en waarbij veen tot ontwikkeling kon komen. Ook vroeger zijn fasen opgetreden waarbij de afsluiting van de kustbarrière voldoende was voor veenvorming.

Een hernieuwde landwaartse migratie greep plaats vóór de oudste sedimentatie van de bovenste klastische eenheid, dus vóór de Duinkerke-I fase, waarschijnlijk zelfs voor de Duinkerke-0 fase. Door kusterosie werden zeegaten geslagen, met een transgressiefase in het achterland voor gevolg. In Nederland bevindt de Duinkerke-I strandlijn zich over het algemeen zeewaarts van de Duinkerke-II en -III strandlijn ( BENNEMA & VAN DER MEER, 1950 ). Dit verschilt met de situatie in België. Uit waarnemingen te Oostduinkerke en te Bredene blijkt dat er zich herhaaldelijk laterale verschuivingen hebben voorgedaan. Te Oostduinkerke ligt de actuele zeereep zeewaarts van een paleostrandlijn, die jonger is dan de Duinkerke-I fase.



Te Bredene bevinden de Middelloude duinen zich landwaarts van de meer recente duingordels.

Gedurende het Holocene kunnen we aldus twee transgressies identificeren, ter hoogte van de kustbarrière, die onderbroken werden door een fase van regressie bij het begin van de algemene veenontwikkeling.

Vóór de Duinkerke-fasen ( DO uitgezonderd ) uitten de trans- en regressiesequenties zich door een afwisseling van klastische en organische afzettingen. De organische sequenties zijn echter niet overal aanwezig, o.a. ten gevolge van erosie gedurende de latere transgressies. Dit impliceert dat niet alle Calais-fasen kunnen worden geïdentificeerd.

De toenemende bescherming van de vormende kustbarrière weerspiegelt zich in de landwaartse sequenties, door de algemene vorming van lagune-afzettingen, gepaard gaande met een afname van de energie in het sedimentatie bekken.

#### 2.3.4. TRANSGRESSIES EN REGRESSIES NA DE ALGEMENE VEENVORMING

We beschouwen de mechanismen die de trans- en regressies veroorzaakten na de algemene veengroei, met andere woorden gedurende de Duinkerke fasen.

##### 1. Zeespiegelfluctuaties van algemeen klimatologische oorsprong

Holocene zeespiegelcurves, die fluctuaties vertoonden, worden door meerdere auteurs gepresenteerd ( MÖRNER, 1969 ; FAIRBRIDGE 1961 ; TERS, 1973 ; LINKE, 1979, 1982 ; MENKE, 1969 ). De fluctuaties worden verondersteld min of meer synchroon te verlopen.

Er zijn eveneens aanwijzingen over klimaatsveranderingen met een frequentie van 500 à 600 jaar ( FAIRBRIDGE, 1961 ; mond. meded., 1985 ).



## 2. Andere meteorologische en klimatologische veranderingen

Gedurende bepaalde periodes zou een verhoogde stormvloed-frequentie en -intensiteit de gemiddelde hoogwaterlijn beïnvloeden, waarbij de mariene invloed landwaarts zou kunnen uitbreiden. Door de verhoogde waterberging, de daaruit volgende potentiële erosie kunnen transgressies worden veroorzaakt.

Op de Duitse wadplaten blijkt verhoogde stormvloedactiviteit gevolgen te hebben gehad op de bewoningsgewoontes met de ontwikkeling van "Flachsiedlungen" in kalme periodes en "Würten" in fasen met verhoogde activiteit ( BEHRE et al., 1979; LINKE, 1979, 1982; BRANDT 1980 ). Verhoogde stormvloedimpact induceert niet noodzakelijk een wijzigende gemiddelde zeespiegelstand.

## 3. Veranderingen van de getijde-amplitude

Hoewel de kustmorfologie in de beschouwde periode niet meer drastisch veranderde, is een wijziging van de getijdeamplitude niet uitgesloten. De te verwachten effecten bij verhoogde amplitudes zijn analoog als bij een verhoging van de zeespiegel.

## 4. Transgressies geassocieerd aan kustprocessen

Kusterosie en strandafzetting veroorzaken de migraties en de modellering van de kustlijn. Actueel treden langs de Belgische kust erosieve en accumulatieve zones op ( DE MOOR, 1982 ). Stranderosie kan doorbraken induceren, die de aanzet vormen voor getijdegeulontwikkeling en de vorming van wadden. De kustprocessen hangen onder andere af van de stormfrequentie en de stormintensiteit, van zeespiegelveranderingen in de ruime zin van het woord, van de beschikbaarheid van sediment, van de golfimpact, van het stromingspatroon voor de kust, enzovoort. Deze kustprocessen kunnen slechts belangrijke waddenontwikkeling voor gevolg hebben als er een vloedkom achter de kustbarrière aanwezig is.

## 5. Factoren die de impact van de transgressies beïnvloeden.

In de meest recente publicaties ( VAN DE PLASSCHE, 1982; KOOIJMANS, 1976 ) wordt het vloedkomeffect in rekening gebracht.



Het vloedkomeffect ( VAN VEEN, 1950 ; ZONNEVELD, 1960 ) komt zoals eerder gedefinieerd overeen met de verlaging van de gemiddelde hoogwaterlijn bij het binnendringen van de watermassa's in het getijdebekken achter de kustlijn dat een zekere waterbergingscapaciteit heeft. Het is een verschijnsel gebonden aan de inertie van de zich voortplantende getijdegolf bij het opvullen van de vloedkom. Een vloedkom is een morfologisch verschijnsel, namelijk het gebied achter een kustbarrière dat beneden de gemiddelde hoog waterlijn ligt en aan getijdewerking onderhevig is. In rivieren die door bedijking en sluizen een verwaarloosbare vloedkom bezitten, wordt door het traagheidseffect desondanks een verlaging van de gemiddelde hoogwaterlijn genoteerd. De grootte van het getijdegebied alsook het opstuwingsverschijnsel van het bovendebiet speelt hierbij een rol.

L. KOOIJMANS (1976) geeft aan dat fluctuaties van de gemiddelde hoogwaterlijn beïnvloed kunnen zijn door de veranderingen in de vloedkom. Het is dan ook belangrijk na te gaan wat de mogelijke gevolgen van de wijzigingen van de vloedkomeffecten zijn op een transgressie-regressiecyclus.

Het vloedkomeffect hangt in eerste instantie af van de kenmerken van de vloedkom. De grootte ervan is een maat voor de waterbergingscapaciteit van het bekken en deze beïnvloedt de mogelijke uitbreiding van de getijdegeulen. Ter hoogte van De Panne bijvoorbeeld kwamen zeereepdoorbraken voor ten gevolge van stranderosie. De afwezigheid van een vloedkom, gezien de breedte en de hoogte van de duinen minimaliseerde de gevolgen van de doorbraken op de achterliggende kustvlakte.

Behalve het potentieel bergingsvolume speelt ook de morfologie van de vloedkom een rol. Hoe groter de oppervlakte van de kom bij éénzelfde bergingsvolume, hoe effectiever de verlaging van de hoogwaterstand zich manifesteert. Een eenvoudig model kan dit principe illustreren.

Bij vloed mag vereenvoudigd gesteld worden dat de hoogtetoe name in de tijd in open zee constant verloopt, bij de kenteringen is dit niet meer het geval. De toename van de hoogte in de vloedkom is functie van het maximaal debiet dat door het zeegat wordt binnengelaten.



Dit maximaal debiet is afhankelijk van de wrijving, van de grootte en van de vorm van het zeegat. Het maximaal debiet komt dus overeen met een maximaal volume dat per tijdseenheid het zeegat kan binnendringen. Een volume is een oppervlakte vermenigvuldigd met een hoogte. Bij een maximaal debiet kunnen we stellen dat hoe groter de beschikbare oppervlakte is, de netto-toename van de hoogwaterstand binnen de vloedkom des te geringer zal zijn.

Erosie beperkt zich in een wad tot de omgeving van de getijdegeulen, sedimentatie komt voor op de hogere delen van het wad en langs en in de getijdegeulen. Hierdoor wordt de vloedkom morfologisch gewijzigd en daardoor ook het effect.

De morfologie van de getijdegeulen bepaalt in hoge mate het effect van de vloedkomwerking door het "flessehalseffect". Bij vloed moeten belangrijke watermassa's door een opening in de kustbarrière. Dit heeft ter hoogte van de zeegaten een verhoging van de lokale hoogwaterstanden voor gevolg door het stuwings-effect. Het flessehalseffect veroorzaakt ook een vertraging bij de opvulling en het leeglopen van de vloedkom. Hoe groter de zeegaten, hoe verder de vloedkomeffecten landinwaarts worden teruggedrongen en hoe verder de stuwings-effecten landwaarts actief zijn. Hoe minder effectief het flessehals-mechanisme werkt, hoe kleiner het verschil tussen de hoogwaterstanden in open zee en in de vloedkom zelf. Er mag evenwel niet uit het oog verloren worden dat de morfologie van de getijdegeulen voor een groot deel bepaald wordt door de oorspronkelijke vloedkommorfologie zelf. Er bestaat een wisselwerking: hoe belangrijker de vloedkom, hoe belangrijker de watertransporten bij zowel eb als vloed. Hierdoor kan erosie optreden op plaatsen met de belangrijkste watersnelheden onder andere ter hoogte van de zeegaten die kunnen verbreden. De geuluitbreiding wordt maximaal als door het verbreden van het zeegat de snelheid in de flessehals dermate gereduceerd wordt dat erosie gecompenseerd wordt door sedimentatie. Zelfs bij evenwicht tussen sedimentatie en erosie kan de vloedkommorfologie gewijzigd worden.



De prelitorale en litorale morfogenetische processen bepalen de morfologie van de zeegaten. Kusterosie kan de doorbraken induceren, eolische werking kan de laterale migratie van de geulen versterken of duinbressen genereren, getijstromingen bepalen de uitbreiding van de delta's.

Zodra de maximale uitbreiding van het wadinbraakgebied wordt bereikt bij de heersende constante zeespiegelstand, vermindert de bergingscapaciteit door geleidelijke sedimentatie in het wad. Deze opvulling kan zelfversterkend doorgaan.

De verloren bergingscapaciteit kan gecompenseerd worden door zeespiegelstijgingen, door de areale uitbreiding van het wadgebied en de toename van het instromend volume, functie van de hoogtetoe name van de hoogwaterlijn.

Bij een stormvloed kan op een oorspronkelijke oppervlakte van  $100 \text{ km}^2$  (10 bij 10 km) met een verhoging van de hoogwaterlijn met 0.5 m aldus:

$$(0.5 \times 10^8) + \frac{(0.5 \times \text{de extra-oppervlakte onder de hoogwaterlijn})}{2}$$

extra  $\text{m}^3$  worden binnengebracht. Bij een laterale uitbreiding van 0.5 km over een breedte van 10 km betekent dit :

$$(5 \times 10^7) + (0.5 \times 500 \times 10000) = 52,5 \text{ miljoen } \text{m}^3.$$

Deze extra input moet bij eb weer het bekken uit, hetgeen erosie in de getijdegeulen met zich kan brengen. Een belangrijke stormvloed kan door erosie aldus het volume van de vloedkom groter maken, waardoor een zelfversterkend erosiemechanisme op gang kan worden gebracht. De gevolgen van de veranderingen van de gemiddelde hoogwaterlijn bij stormvloeden zullen door het vloedkomeffect enigszins getemperd worden in het achterland.

De verbreding van de getijdegeulen en de opvulling van het wad gaan gepaard met een vermindering van het vloedkomeffect, wat in het achterland overeenkomt met een netto-verhoging van de gemiddelde hoogwaterstand. De verminderde vloedkomeffecten maken sedimentaggradatie mogelijk. De hoogste hoogwaterstanden worden aldus bij het einde van de wadopvulling verwacht als het vloedkomeffect gereduceerd is.



In het oostelijk deel van de kustvlakte is de getijde-amplitude aanzienlijk ( $\pm 4\text{ m}$ ). Hoe belangrijker de getijde-amplitude, hoe belangrijker de potentiële verlaging van de gemiddelde hoogwaterstand door vloedkomeffecten. Als deze amplitude immers groot is, is de relatieve stijgsnelheid van de zeespiegel bij vloed navenant, waardoor ook grotere vertragingen door het flessehalseffect mogelijk worden.

Het vloedkomeffect hangt uiteindelijk, samen met het netto-effect van de transgressie, ook nog af van de hoeveelheid beschikbaar sediment, van de netto sedimentatie-transportbalans. Gedurende de wadevolutie kan er een discrepantie bestaan tussen netto-erosie en netto-sedimentatie, of kan de balans in onevenwicht gebracht zijn. Wanneer erosie overweegt, vergroot de bergingscapaciteit van het wad, maar wordt tevens het zeegat uitgediept met vermindering van het flessehalseffect. Sedimentatie veroorzaakt daarentegen vermindering van de waterbergingscapaciteit. Synsedimentaire compactie onder het sedimentgewicht kan deze verkleining enigszins compenseren, vooral in de gebieden met veen in de ondergrond.

Een stijging van de zeespiegel kan de vermindering van de bergingsmogelijkheden van de vloedkom ook compenseren. Een netto-zeespiegeldaling daarentegen gaat in elk geval gepaard met een vermindering van het vloedkomvolume, waardoor in principe ook de erosiemogelijkheden van de geulen worden beperkt.

De vorm van de getijdecurve (de niveauveranderingen ten opzichte van de tijd) beïnvloedt de potentiële sedimentatie. Een asymmetrische curve met bijvoorbeeld een vlugge stijging tot de hoogwaterlijn en een langzame daling impliceert een langere tijd nodig om dezelfde hoogteverschillen te overwinnen. Bij eb wordt dan een kleinere gemiddelde snelheid genoteerd.

De figuur IV.5. stelt de relaties tussen de factoren die het effect van de transgressies en regressies bepalen nog eens duidelijk. Op basis van dit schema gecorreleerd met de beschikbare sedimentsequenties zullen in het hoofdstuk over de paleogeografische reconstructies, de gebeurtenissen, zoals die zich in de laatste 300 jaar hebben voorgedaan, worden voorgesteld.



## 2.4. EEMIAAN ZEESPIEGELCURVES

### 2.4.1. ZEESPIEGELVERANDERINGEN AFGELEID UIT DE SEDIMENTOLOGISCHE KENMERKEN.

De Eemiaan sequenties te Brugge bevatten slechts zeer sporadisch organische tussenlagen die, gezien hun ouderdom, bovendien niet absoluut dateerbaar zijn. We waren met andere woorden vooral aangewezen op de klastische sedimentreeksen.

Er kon slechts volgens een relatieve tijdsas worden gewerkt.

F. MOSTAERT & G. DE MOOR (1984) gaven reeds een eerste benadering.

Weinig ontsluitingen lieten toe om het Eemiaan over meer dan twee meter sedimentdikte te bestuderen, wat impliceert dat er omtrent de getijde-amplitude geen informatie bestaat.

Naar analogie met de gevolgde werkwijze voor de Holocene sequenties, werd een gemiddelde getijde-amplitude tussen 2.5m en 5m verondersteld.

We construeerden twee zeespiegelcurves, een voor een getijde-amplitude van 2.5m en een voor 5m. Het veld tussen de beide curves komt overeen met het verloop bij eventuele tussenliggende getijde-amplitudes.

Aan de hand van de bouw van de Eemiaan sequenties probeerden we aanwijzingen te vinden in verband met de algemene regressie bij het begin van het Weichseliaan. De Holocene sequenties brengen slechts één transgressieve periode tot uiting.

Erosie gedurende het Weichsel glaciaal heeft belangrijke restanten van de transgressieve sequentie intact gelaten.

Voor het bestudeerde gebied konden we slechts het gedeelte van de zeespiegelveranderingen afleiden dat overeenkomt met sedimentatiefasen. Dit betekent dat we slechts over informatie beschikken van afzettingen gevormd bij zeespiegelstanden tussen -15 à +2m en tussen +2 à -7m. Deze hoogte-intervallen konden bepaald worden dankzij de aanwezigheid van hoogwadsedimenten op die niveau's.



Figuur IV.6. geeft de zeespiegelcurve weer zoals die uit de sedimentsequenties in de buurt van Brugge afgeleid werd. Terzelfdertijd worden de hoofd-sedimentatiefasen weergegeven, alsook de sedimentaggradatie gedurende een geïdentificeerde sedimentatiefase. Een vijftal sedimentatiefasen, die overeenkomen met verschillende sedimentatie-omstandigheden worden beschouwd. De onderscheiden fasen komen tot uiting in de terminologie van de lithostratigrafische eenheden.

Er werden pogingen ondernomen om het synchroon verloop van bepaalde fasen te visualiseren. De X-as op de grafiek komt overeen met een relatieve tijdsas, de Y-as met de absolute hoogte.

Naargelang de gekozen getijde-amplitudes worden de zeespiegelindicatoren aangeduid. Vooral het begin en einde van de sedimentatiefasen konden worden vastgelegd.

Er werd een onderscheid gemaakt tussen de evolutie van de kustbarrière en die van de achterliggende wadomstandigheden.

#### Fase 1 : De onderste wadafzettingen Z0, Z-K1, K1

De eerste wadcyclus omvat hoogwadsedimenten K1 en zandige wadfacies Z1/K1 en Z0.

In het noordelijk deel van het testgebied Brugge komen hoogwadafzettingen voor tussen -13m en -8m. Ze ontbreken tussen -8m en -5m nagenoeg.

Ter hoogte van Houtave worden continue hoogwadsequenties aangetroffen tussen -8m en +2m O.P.

In de inham Brugge - Oedelem komen hoogwadsedimenten continu voor vanaf -8m tot +1m.

De kleine zeespiegelfluctuaties in de hoogwadsequentie konden niet geregistreerd worden door het ontbreken van tussenliggende verlandingssporen ( vegetatieniveau's en bodems ).

De gemiddelde zeespiegelstanden bij het begin en einde van de eerste wadfase werden berekend.

#### Punt 1 : Het laagste voorkomen van K1

De basis van de continue hoogwadklei ligt niet dieper dan -13m ( Fig. IV.5. ). De maximale gemiddelde zeespiegelstand bij het begin van de hoogwadfase bedroeg -13m.



De hoogwadafzettingen ontwikkelden zich tussen de gemiddelde zeespiegelstand en de spring hoogwaterlijn. In het gebied waar K1 rechtstreeks op het Tertiair substraat rust, reconstrueerden we een minimale hoogwaterlijn van -12m O.P. Functie van de vooropgestelde getijde-amplitudes bepaalden we een fouteninterval voor de afgeleide gemiddelde zeespiegelstand. We steunden hierbij op de basis van de hoogwadsequentie.

$$\begin{aligned} \text{minimum HWL} - 1.25 &= x & -12.5 - 1.25 &= -13.75\text{m} \\ \text{maximum MSL} &= y & &= -13\text{m} \\ \text{fouteninterval 1} &= \pm (x-y) & &= \pm 0.75\text{m}^* \end{aligned}$$

$$\text{MSL} = -13\text{m} \pm 0.75$$

$$\begin{aligned} \text{minimum MHWL} - 2.5 &= x & -12.5 - 2.5 &= -15\text{m} \\ \text{maximum MSL} &= y & &= -13\text{m} \\ \text{fouteninterval 2} &= x-y & &= \pm 2.0\text{m}^{**} \end{aligned}$$

$$(^{\circ}) \text{MSL} = -13\text{m} \pm 2.0$$

Punt 2 : Het hoogste voorkomen van K1

Stratigrafisch onderzoek bevestigde de aanwezigheid van verschillende hoogwadsequenties ( K1 en K3 ).

De onderste serie K1 bereikt minstens het peil -4m O.P. Gezien de compactiegevoeligheid van de klei en de eventuele postsedimentaire erosie, moet de minimale gemiddelde zeespiegelstand tussen -6 en -5m gelegen hebben. Deze waarden zijn enkel geldig voor het noordelijk deel van het studiegebied. In het zuidelijk deel is het onderscheid tussen K3 en K1 niet te maken.

Fase 2 : De evolutie van de kustbescherming overeenkomend met de eenheden van Z2 ( Z2n en Z2s ).

Het hoogste voorkomen van de eenheid Z2s situeert zich te Sint Kruis op -1m. Het is een strandfacies.

Te Meetkerke komen subtidale, sublitorale afzettingen voor tot maximaal -3.5m O.P., met Amygdala aurea en Ostrea edulis ( NOLF, 1973 ; DE MOOR & DE BREUCK, 1973 ). Hieruit leidden we een minimale zeespiegelstand van -2.25m tot -1m af en een minimale hoogwaterstand tussen -1m en +1.5m O.P.

(\*) Getijde-amplitude van 2.5m

(\*\*) Getijde-amplitude van 5.0m

(°) MSL = gemiddelde zeespiegelstand MHWL = gemiddelde hoogwaterstand



Deze hoogtes werden bereikt vóór de afzetting van de wadsequentie Z3/K3.

Fase 2 verloopt grotendeels gelijktijdig met fase 1. Deze laatste heeft echter vroeger sedimentatie veroorzaakt dan fase 2 in de omgeving van Brugge.

In het noordelijk deel van het kaartblad Brugge kon tussen -4m en +1m geen sedimentatie van wadfase 1 doorgaan.

### Fase 3 : De bovenste wadsequenties Z3/K3

Deze eenheid is relatief goed bestudeerbaar door zijn aanengesloten voorkomen op niet te grote diepte. Stratigrafisch gezien betreft het een superpositie van een normale sequentie en twee inverse sequenties.

Een netto hoogwaterstandverhoging van -4m tot +2m wordt aangenomen, waaruit we een evolutie van de gemiddelde zeespiegelstand verwachten tussen (-6.5m, -5.25m) en tussen (0.75m, -0.5m). De basis bestaat uit hoogwadafzettingen, met zelfs sporen van verlanding, afgezet in de buurt van de gemiddelde hoogwaterlijn. Hoger voorkomende kleihoudende wadafzettingen ( tot 0m O.P. ) zijn te vergelijken met een gemengd wad en in de uiterste randzone met schorre en slikke tot op het peil +1.2m. Hieruit leiden we een minimale hoogwaterlijn af van +1.5m.

Gezien de afzetting Z3/K3 jonger is dan Z2 en K1, besluiten we dat er zich een zeespiegeldaling moet hebben voorgedaan vóór K3 werd afgezet.

Op bepaalde plaatsen komt bovendien aan de basis van de kleilaag K3 een schelpenaccumulatie voor, een residueel sediment, na erosie tot stand gekomen uit Z2s. Deze schelpenaccumulatie bestaat dikwijls uit vrij grove elementen van subtidale species, zoals Ostrea edulis. Duidelijk vervolgbare indicaties van erosie werden niet waargenomen.

In de litteratuur spoorden we sedimentatiemodellen op, waarbij analoge sequenties in dezelfde posities voorkomen. Zo voldoet het model van COLQUHOUN (1969) aan deze eisen. Het veronderstelt het ontstaan van een nieuwe barrière, na een regressieve fase, uit een offshore bank.



Derhalve kunnen wadafzettingen op open mariene sedimenten worden afgezet.

In het Nederlandse strandwallengebied komen eveneens wadafzettingen voor, zeewaarts van de oudste barrières. Deze evolutie ging er evenwel gepaard met een zeespiegelstijging ( RAVEN, 1980 ; ROEP, 1984 ; VAN STRAATEN, 1965 ; JELGERSMA et al., 1970 ; BEETS et al., 1981 ).

De molluskensamenstelling bracht duidelijke verschillen aan het licht tussen de zandige lagen van de eenheid Z2s en die van het bovenliggende strandniveau Z4s ( NOLF, 1973 ).

De fauna in de eenheid Z2s getuigt van iets warmere omstandigheden, in vergelijking met die in de eenheid Z4s.

Deze aanwijzingen zijn belangrijk daar veranderende klimaatsomstandigheden hoofdoorzaak zijn van zeespiegelfluctuaties.

Boven -1m O.P. werden geen sporen van het vermoede strand (Z2s) onder de wadafzettingen aangetroffen. Misschien werden de strandsedimenten geërodeerd gedurende de regressiefase.

Boven de -2m lijn komen hoogwadafzettingen voor, die rechtstreeks rusten op het Tertiair substraat. Er is geen mariene residuele afzetting die de Tertiaire eenheden van de Kwartaire scheidt. Meestal echter ontbreekt ook een paleosol, zodat voorafgaande erosie niet uitgesloten wordt. Op andere plaatsen is er wel een bodemniveau aanwezig, dat zonder voorafgaande erosie passief door hoogwadafzettingen bedekt werd ( DE MOOR, mond. meded., PAEPE et al., 1972 ).

Gemiddelde zeespiegelstanden van -1m (\*) à -2.25m (\*\*), vóór de regressie, met andere woorden tijdens de fase 2 ( afzetting Z2 ), veronderstellen een opgroeien van het hoogwad tot het peil +1.5m à -1m in het achterland.

Het aandeel van K3 in het gedeelte boven die hoogte was beperkt, behalve wanneer drastische erosie optrad gedurende die zeespiegeldaling. Er werden zeer weinig sporen van die erosie, onder de vorm van residuele sedimenten aangetroffen.

De uitschuring van het valleisysteem te Brugge en zelfs van de Vlaamse Vallei liet eveneens zeer weinig sporen na.

(\*) Bij een getijde-amplitude van 5m

(\*\*) Bij een getijde-amplitude van 2.5m



Bovendien bestaat het residu van de schelphoudende klei na erosie hoogstens uit de schelpfractie.

Een kritische evaluatie van de bestaande palynologische gegevens leert dat de eenheid K3 tot de pollenzones E4a en E4b behoren ( DE GROOTE, 1977 ; ZAGWIJN, 1961 ).

Gedurende de soms langdurige periodes, die overeenkomen met een pollenzone, blijft de zeespiegelstand niet noodzakelijk constant. Tijdens het Holocene " Atlanticum " bijvoorbeeld is de zeespiegel ettelijke meters gestegen.

Er is in de litteratuur nergens melding gemaakt van zeespiegelfluctuaties in de Eemiaan sequenties.

Een zeespiegelverlaging van verschillende meters moet met klimaatswijzigingen geassocieerd kunnen worden en deze schommelingen dienen zich dan ook in de pollensequenties te uiten. De zeespiegelfluctuaties komen overeen met de periode E4a. Van die periode zijn echter geen klimaatsschommelingen gekend. In hoeverre de negatieve zeespiegelbewegingen bruikbare pollensequenties achterlaat, is niet duidelijk. Evenmin weten we in hoeverre de palynologie reeds alle klimaatsveranderingen omvat of kan detecteren.

Volgende besluiten konden getrokken worden.

\* De negatieve zeespiegelbeweging gedurende het klimaatsoptimum van het Eem interglaciaal veronderstelt belangrijke differentiële erosie tijdens de regressie.

\* De bodemvorming gebeurde vanaf het ogenblik dat erosie geen belang meer had.

\* Een alternatieve hypothese maakt het mogelijk de zeespiegeldaling, die enkele meter zou hebben bedragen, vóór de afzetting van K3 te relativeren.

Het subtidale karakter van de afzettingen tot op -3.5m, door D. NOLF (1963) bevestigd op basis van de molluskensamenstelling, is dan onmogelijk aan te houden. K.S. PETERSEN (1984) bewees de moeilijkheid om op basis van mollusken zeespiegelwaarden af te leiden.



Bij hoogwaterstanden van ongeveer -4m tot -3m wordt in elk geval een laterale uitbreiding van de hoogwadamstandigheden geconstateerd, waarbij oude strandafzettingen en nearshore sedimenten worden bedolven door wadafzettingen.

Deze evolutie is onder andere het gevolg van de formatie van een meer zeewaarts gesitueerde kustbarrière. Na deze laterale uitbreiding van de verlandingsfacies, al dan niet gepaard gaande met een zeespiegeldaling, is de zeespiegelstijging weer versneld doorgegaan. Hierbij verschoven de submilieu's, zodat de kustbarrière zijn tweede meest zuidelijke uitbreiding bereikte.

Wat ook het belang was van de zeespiegelfluctuaties, de omstandigheden in het wadgebied wijzigden drastisch bij hoogwaterstanden van -4m.

#### Fase 4 : Open mariene omstandigheden Z4

Deze fase verloopt gelijktijdig met de fase 3, met afzetting van Z3/K3. De hoogst voorkomende facies zijn de strandafzettingen Z4s, die gedeeltelijk op K3 werden afgezet en die tot op het peil +lm reiken. Meestal is het bovenste oppervlak erosief.

We kunnen enkel een minimale gemiddelde hoogwaterlijn afleiden, die het peil +lm bereikt, overeenkomend met een gemiddelde zeespiegelstand tussen -0.25 en -1.5m.

#### Fase 5 : De wadsequenties Z5/K5

Er zijn aanwijzingen in de sedimentreeksen dat er na de hoogst bereikte zeespiegelstanden niet onmiddellijk een erosieve fase met de verlaging van de zeespiegel is opgetreden.

De mariene submilieu's zijn wel zeewaarts verschoven.

In het noordoosten van het kaartblad Brugge troffen we tussen -4m en -6m O.P. hoogwadafzettingen aan (K5), wijzend op gemiddelde zeespiegelstanden tussen -5m en -7m en op een ver gevorderde insnijding tot op dit niveau.

De deductie van de zeespiegelstanden gebeurde op basis van het hoogste en laagste voorkomen van die eenheden.

Maximale hoogwaterstand - 1.25m = -5.25m met getij-amplitude van 2.5m

Maximale hoogwaterstand - 2.50m = -6.50m met getij-amplitude van 5m

Minimale gemiddelde  
zeespiegelstand = -7m



Fase X : Veenvorming P

De stratigrafische positie van de eenheid P, vóór de afzetting van K3, staat vast. Verder echter kunnen we de relatie tussen P en het hoogwad van de fase K1 niet aantonen.

De gemiddelde zeespiegelstand zal lager gelegen hebben dan het interval (-4.25m, -6m), functie van de getijde-amplitude.

#### 2.4.2. CORRELATIE VAN DE ZEESPIEGELSTANDEN MET DE LITHO-STRATIGRAFISCHE EENHEDEN.

De Eemiaan afzettingen zijn ontstaan bij kritische zeespiegelstanden. De zeespiegelintervallen worden hier synthetisch weergegeven.

De eenheid Z0

Maximale hoogwaterstand tijdens de afzetting	-13.0m
--	--------

De eenheid Z1/K1

Minimale hoogwaterstand bij het begin van die afzettingsfase	-13.0m
--	--------

Minimale hoogwaterstand bij het einde van die afzettingsfase	-4m
--	-----

De eenheid Z2

Maximale laagwaterlijn bij het einde van de afzettingsfase	-3.5m
--	-------

De eenheid Z3/K3

Minimale hoogwaterstand bij het begin van de afzettingsfase	-4.0m
---	-------

Maximale hoogwaterstand bij het einde van de afzettingsfase	+1.5m
---	-------

De eenheid Z4

Minimale hoogwaterstand op het ogenblik dat de hoogste zeespiegelstanden heersten	+1.5m
---	-------

De eenheid Z5/K5

Wisselende hoogwaterstanden	0 en -5m
-----------------------------	----------



### 2.4.3. CORRELATIE MET DE POLLENASSOCIATIES

Bestaande pollenanalyses van de Eemiaan sequentie ( ZAGWIJN, 1975 ; DE GROOTE, 1977 ; ZAGWIJN in VAN RUMMELEN, 1965 ; PAEPE, et al., 1972 ; VANDENBERGHE et al., 1974 ) werden gebruikt om de relatieve tijdsindicaties te correleren met de relatieve zeespiegelcurve, afgeleid uit de mariene klastische sequenties.

De interpretaties steunden meestal op de pollensamenstelling van kustnabije- of strandafzettingen en niet op die van continentale sequenties.

Wat betreft de palynologische interpretaties volgden we zonder enig voorbehoud, de biostratigrafische verklaring van voornoemde auteurs.

De indeling van het Eemiaan in pollenzones in Nederland, werd verwezenlijkt door W. ZAGWIJN (1961).

Deze beschouwingen vormen, veeleer dan een definitief resultaat, een methodologische bijdrage voor de studie van de interglaciale sedimentsequenties en voor de deductie van zeespiegelveranderingen.

De relatie hoogteligging - pollenfase levert voor continentale sequenties geen betekenisvolle resultaten op.

Voor de Holocene sequenties vormden de pollenanalyses van de continentale tussenlagen (venen) de basisgegevens voor de zeespiegelreconstructie, vooraleer absolute dateringen werden aangewend. Er mag niet uit het oog verloren worden dat veranderingen in flora-associaties geleidelijk gebeuren.

Impliciet veronderstellen we dat een successie van pollengroepen een relatief volledig beeld geeft van de evolutie gedurende een interglaciaal. Het is evenwel niet uitgesloten dat tegenstellingen tussen de interpretaties van de lithostratigrafische successie enerzijds en de pollenassociaties anderzijds, de inzichten kunnen verruimen.

De hoogteligging van pollenzones en van mariene sequenties in het algemeen verschilt zeer veel van streek tot streek. Zo komen de hoogst voorkomende mariene Eemiaan afzettingen in Noord-Nederland tot 10m lager voor dan die behorend tot dezelfde pollenzones in België ( ZAGWIJN, 1961, 1977 ).



Dit is toe te schrijven aan differentiële glacio-isostatische en tektonische reacties van beide gebieden.

In tabel IV.5. worden de hoogte-intervallen waarin de onderscheiden pollenfasen voorkomen, weergegeven. Eveneens vermeld zijn de sedimentatie-omstandigheden van de bestudeerde sequenties, de deductie van de potentiële gemiddelde zeespiegelstand, de bronvermelding en de lokalisatie indicator. Figuur IV.7. geeft de zeespiegelstanden weer waartussen de pollengroepen zich ontwikkelden.

Onze bijdrage bestaat uit een reconstructie van zeespiegelstanden op basis van sedimentkarakteristieken. De pollenresultaten zijn voornamelijk afkomstig van V. DE GROOTE (1977).

Mariene Eemiaan sedimenten die ouder zijn dan de E3b\* fase werden voorlopig niet onderzocht in de sequenties.

De hoogst voorkomende E3b\* sedimenten van mariene aard werden tot op het peil -5.8m O.P. aangetroffen. Hieruit leidden we een maximale gemiddelde hoogwaterlijn af van -5m O.P.

Hoger in de sequenties werden E4a\* afzettingen genoteerd, die wijzen op een evolutie van de hoogwadamstandigheden tussen -5m en maximaal -0.6m.

Zeespiegelfluctuaties binnen één vegetatieperiode konden niet worden afgeleid.

De overgang van de E4a\* fase naar andere fasen lag op diverse hoogtes, functie van de sedimentatie-omstandigheden.

Schorresedimenten met E4a\* flora kunnen hoger voorkomen dan gemengd wadafzettingen van E4b\*, hetgeen niet noodzakelijk een gevolg is van een zeespiegeldaling.

Zeespiegelfluctuaties, postsedimentaire compactie en verschillende sedimentatie-omstandigheden zijn de potentiële oorzaken van de overlapping.

In de zuidelijke randzone van de kustvlakte komen hoogwadafzettingen voor die behoren tot de E3b\* pollenzone, tot op +1.5m O.P. In die periode werd de maximale zeespiegelstand bereikt en lag de gemiddelde hoogwaterlijn niet veel hoger dan +2m O.P., rekening houdend met de compactiefactor.

\* Pollenassociaties overgenomen van W. ZAGWIJN (1961).



De mariene afzettingen van de E5\* fase ( strandfacies Z4s ) bereikten een maximale hoogte van 0m. Hieruit konden we de vermoedelijke hoogwaterhoogte niet achterhalen. Er zijn nog geen bewijzen voor handen dat de hoogwaterstand gedurende de E5\* fase het hoogste peil van de E4b\* fase zou hebben overschreden. Wel zijn er bewijzen dat de zeespiegelstand in de E5\* vegetatieperiode drastisch daalde, waardoor de thalwegen zich dieper insneden.

In Moershoofd zou de insnijding tot -14m in de Vlaamse Vallei reeds bestaan hebben vooraleer een nieuwe aggradatie periode zich voordeed in de laatste fasen (E5) van het Eem interglaciaal. Deze interpretatie berust op gegevens van ZAGWIJN (1961). De opvulling overschreed zelfs het niveau -6.0m en was niet noodzakelijk aan een hernieuwde zeespiegelstijging gekoppeld. Ze hing af van de relatieve positie langs het lengteprofiel van de rivier in de sedimentatiezone. Met deze gegevens voor ogen blijkt de voorzichtigheid van P. HOLVOET (1974) gegrond bij de interpretatie van de E6 mariene sedimenten op -13m tot -6m, waar hij herwerking vermoedde.

De gegevens van Beernem ( DE GROOTE, 1977 ; DE MOOR, HEYSE, & DE GROOTE, 1978 ) en de paleogeografische evolutie van het Zuidbrugse thalwegstelsel ( testgebied Zuidbrugse dallandschap ) lieten niet toe dergelijke erosieve fasen aan te tonen. Hier komt de onafhankelijke evolutie van de valleisystemen uit de Vlaamse Vallei tot uiting. Verder palynologisch onderzoek van de fluviatiele en perimariene sequenties van de Vlaamse Vallei is noodzakelijk.

Voor het oostelijk deel van de kustvlakte is het dus mogelijk om zeespiegel interpretaties te correleren met pollenzonatie.

Ter vergelijking bestudeerden we de Holocene sequenties uit het oostelijk deel van de kustvlakte op analoge manier ( Fig.IV.7)



## HOOFDSTUK V : PALEOGEOGRAFIE

### 1. DE EEMIAAN SEQUENTIES

#### 1.1. HET PALEOTOPOGRAFISCH OPPERVLAKE VAN DE BASIS VAN HET KWARTAIR.

Het paleotopografisch oppervlak van de basis van het Kwartair was reeds gevormd vóór de mariene Eemiaan invloed ( Fig. II.3. ). Eerder hebben we uit de kaart met de lithologische karakteristieken van het Tertiair substraat de structurele invloed die dit substraat op de pre-mariene valleimorfologie had, afgeleid. Hierbij speelden de differentiële erosieresistentie van zandsteenbanken, kleilagen en zandlagen een belangrijke rol.

De Eemiaan afzettingen kwamen gedeeltelijk op een opvullingsvlak tot stand, dat zich in het zuidelijk deel van het kaartblad Brugge op -8m bevond, ter hoogte van Damme op -12m ( Puinwaaier P/ZG2) en ter hoogte van Dudzele zelfs op -15m. De uitbreiding van de Eemiaan afzettingen tussen -8m en +1m gelegen, werd in hoofdzaak door de paleotopografie van het Tertiair substraat bepaald, zoals die vóór de mariene invloed bestond. Anderzijds ging de installatie van de Eemiaan afzettingen gepaard met erosie tot op het Tertiair substraat.

Twee onderscheiden valleisystemen, ingesneden in dit substraat, bestonden reeds vóór de mariene invloed. De westelijke valleitak breekt doorheen de Tertiaire opduiking van Sint Kruis via Sint Jozef. De oostelijke insnijding is belangrijker en verloopt tussen Sint Kruis en Sijsele. Ten noorden van de lijn Damme-Meetkerke werd het paleo-fluviatiel landschap aangetast gedurende verschillende fasen van de mariene invloed. De centrale vallei ten noordwesten van Koolkerke werd door getijdewerking gedurende het Eemiaan interglaciaal uitgediept. Ze breidde zich lateraal uit. Er ontstond een algemeen naar het noorden hellend oppervlak, beneden het peil -4m, aansluitend op de bestaande hellingen van de paleovalleien tussen +20m en -4m.



Op hoogtes variërend tussen -6m en -12m werden aan de basis van het Kwartiar overal mariene afzettingen waargenomen. Meestal getuigden die basislagen van erosie van het Tertiair substraat en bevatten ze herwerkte Tertiaire schelpen en zandsteenfragmenten.

De mariene omstandigheden gedurende het Eem interglaciaal hebben belangrijke veranderingen teweeg gebracht op het bestaande paleotopografisch oppervlak, en dit voornamelijk ten noorden van de lijn Damme-Meetkerke. Ten zuiden van deze lijn bleef de morfologie van de paleovalleien bewaard. Sporen van diep ingesneden Eemiaan getijdegeulen troffen we enkel aan ter hoogte van Sint Kruis. Wadomstandigheden drongen zich meestal zonder voorafgaande erosie van mariene aard in het valleiensysteem van de Reie-Waardamme binnen. Dit gebeurde ten gevolge van stijgende zeespiegelstanden.

Ook gedurende het Weichsel glaciaal werd het Tertiair substraat lokaal geërodeerd door de laterale uitbreiding van de thalweg met de vorming van dalwandvervlakkingen (\*). De dalwanden ondergingen enige veranderingen door massabewegingen (RAMMELAERE, 1981). De noorwaartse helling van de rug van Sint Andries werd ook enigszins geërodeerd. Gezien de aanwezigheid van Pre-Eemiaan afzettingen aan de voet van deze helling, werd de eigenlijke morfologie reeds vroeger gemodelleerd.

In de randzone van de kustvlakte zijn er gedurende het Holoceen slechts zeer lokaal getijdegeulen tot op het Tertiair substraat doorgedrongen. Meestal was dit substraat dermate erosieresistent dat de geulen er veeleer een laterale dan een verticale uitbreiding kenden.

## 1.2. DE EERSTE MARIENE INVLOED

De oudste mariene hoogwadafzettingen, K1, liggen ter hoogte van het kaartblad Brugge in een centrale diepe insnijding in het Tertiair substraat (Kaart II.6.).

Het bestaande rivierstelsel van de paleo-Waardamme evolueerde onder stijgende zeespiegelstand tot een getijdenrivier.

(\*) Zie testgebied Zuidbrugse Dallandschap.



Dit ging gepaard met een laterale uitbreiding en een vertikale insnijding van de getijdegeulen, die op het rivierstelsel aansloten. We maken in dit verband de vergelijking met de toenemende getijde-invloed op de Schelde. Ten opzichte van de Oude Schelde is de etijde-Schelde zowel vertikaal als lateraal een veel belangrijker rivier geworden. De laterale verplaatsing wordt echter actueel grotendeels door bedijking belemmerd.

De hoogwadsequenties wijzen op een minimale zeespiegelstand van -13m O.P. bij het ontwikkelen van het wad.

Er werden geen overgangsfacies van marien wad tot alluviale klei aangetroffen landwaarts van het wadgebied.

De beek, die het achterliggende valleisysteem draineerde, moet hoofdzakelijk erosief geweest zijn.

De randzone van het wad vertoonde veel gelijkenissen met gedeeltes van de randzone van de Holocene kustvlakte, waarin de fluvia-tiele werking weinig belangrijk was.

De aanwezigheid van normale wadsequenties bewijst de laterale verschuivingen van de wadsubmilieu's en de gelijkaardige evolutie als gedurende de laatste fasen van het Holoceen op plaatsen waar geulsequenties bestonden. Uitgestrekte hoogwadplaten bleven evenwel niet bewaard.

De normale sequenties van het Holoceen kwamen pas tot stand tijdens een algemene verlandingsfase, die uiteindelijk zelfs tot veenvorming leidde, of bij een weinig veranderende zeespiegel. Op basis van het voorkomen van de normale sequenties konden we een eerste wadfase identificeren.

### 1.3. DE STIJGENDE ZEESPIEGELSTAND EN DE LANDWAARTS UITBREIDENDE WADZONES (K1).

Na de sedimentatiefase met de ontwikkeling van normale wadsequenties steeg de gemiddelde hoogwaterlijn van -12 à -4m O.P. De bewaarde sedimenten zijn hoofdzakelijk hoogwadafzettingen, rustend op een niet marien substraat. Getuigesedimenten van zandwadden en getijdegeulen uit die periode zijn nauwelijks vindbaar.



De paleogeografische kaart II.6. geeft aan waar deze wadafzettingen kunnen voorkomen. De morfologie van de top van het Tertiair substraat, de uitbreiding van de eenheid K1 met het hypothetisch voorkomen, de basistopografie van de kleilaag geven samen een beeld van het oppervlak waarop het wad zich installeerde ( Kaart II.6. ).

De basistopografie geeft bij benadering aan welke laterale landwaartse uitbreiding van een hoogwad overeenkomt met een bepaalde zeespiegelstijging.

De vermoedelijke uitbreiding van het wad, bij een bepaalde zeespiegelstand ( de gemiddelde hoogwaterlijn ) komt met andere woorden overeen met het verloop van de hoogtelijn van de basis van de kleilaag K1.

Deze geïnterpoleerde hoogtelijnen illustreren, zij het hypothetisch, het paleolandschap daterend van vóór de erosieve fase, die de vorming van de eenheid Z2 voorafging.

Vanaf het ogenblik dat de hoogwaterstand -8m bereikte, ontwikkelde zich een hoogwad in de vallei Brugge-Moerkerke-Oedelem.

Te Oedelem was dit pas vanaf -6m O.P.

#### 1.4. DE EVOLUTIE VAN DE KUSTLIJN GEDURENDE DE ZEESPIEGELSTIJGING TUSSEN -12 en -4m MET DE ONTWIKKELING VAN DE AFZETTING Z2

Synchroon met de wadontwikkeling (K1) trad er gedurende de zeespiegelstijging een landwaartse verschuiving van de kustbarrière op.

De meest landwaartse uitbreiding van die eerste verschuiving strekte zich uit van Meetkerke tot Damme ( Kaart II.7. ).

Bij de maximale uitbreiding bereikte de gemiddelde zeespiegelstand hoogtes tussen -2.5 en -1.0m.

Toen de kustlijn het kaartblad Brugge bereikte lag de gemiddelde zeespiegel zeker hoger dan -12m O.P. Het is niet vanzelfsprekend dat de hoogste zeespiegelstand, die bereikt werd in die fase, overeenkomt met de meest landwaarts aangetroffen strandlijn (\*).

Erosie, gepaard gaande met een landwaartse kustverplaatsing, veroorzaakte een basiserosieoppervlak, met een zeewaartse helling van gemiddeld 1/250.

(\*) Strandlijn of kustlijn : de landwaartse randzone van open mariene omstandigheden. In een wadgebied strekt de mariene invloed zich nog verder landwaarts uit.



De landwaartse helling verliep steiler dan de meer zeewaarts gelegen helling ( tot 1/100 ).

In het noordwestelijk deel van het kaartblad Brugge bereikte dit oppervlak het peil -18m. Landwaarts is het tot -1m vervolgbaar. Dergelijke landwaartse verschuiving kan vergeleken worden met die gedurende de Holocene periode vóór de algemene veenvorming in het Nederlandse strandwallencomplex ( tot +5000j B.P. ) ( VAN STRAATEN, 1965 ; ZAGWIJN, 1965 ; HAGEMAN, 1969 ).

Ten noorden van de maximale landwaartse uitbreiding van de kustbarrière komen plaatselijk restanten van wadafzettingen voor, die zich vroeger op die plaats bevonden of die er later tot stand zijn gekomen.

Ondertussen ontwikkelden er zich nog steeds intertidale sedimentreeksen tegen het achterland aan, meerbepaald in de inham Oedelem Brugge. Hier kwam het wadgebied verder tot ontwikkeling.

Tussen Sint Pieters en Meetkerke lag de strandlijn rechtstreeks tegen het oprijzend Tertiair substraat. In de richting van Jabbeke zou er ook nog een smalle wadzone bestaan hebben, achter de kustbarrière gelegen.

Het al dan niet landwaarts migreren van de kustlijn hangt in grote mate af van de balans tussen de sedimenttoevoer en de zeespiegelverandering.

De problematiek van de lateraal migrerende kustbarrières diende verder te worden uitgediept.

In de litteratuur ( LEATHERMAN, 1983 ; SWIFT et al., 1982 ; RAMPINO & SANDERS, 1982, 1983 ; COLQUHOUN, 1969 ) vonden we modellen die van toepassing waren voor de kusten van de Verenigde Staten, waar belangrijke lagunes afgesloten worden door kustbarrière-systemen.

Of kustbarrières bij een zeespiegelstijging kunnen overstromen of als zij continu kunnen achteruit schuiven, is nog niet duidelijk ( LEATHERMAN, 1983 ; RAMPINO & SANDERS, 1982 ). Het is aldus belangrijk te weten of wadeilanden stabiele of migrerende systemen zijn. In Nederland bevatten bepaalde wadeilanden Pleistocene kernen.



Volgens M.L. SCHWARTZ (1971) zouden barrière eilanden een multi-causale oorsprong hebben. Ze kunnen ontstaan uit offshore banken, uit nearshore ruggen en strandwalsystemen of ingevolge het doorbreken van longshore vormen ( bijvoorbeeld een spit ).

Het bestaan van wadzones met kleisedimentatie gedurende een fase van zeespiegelstijging, impliceert een zekere kustbescherming ten opzichte van golfwerking en hevige stromingen. Deze bescherming kan geboden worden in een rivierestuarium ( Land van Saeftinghe in de Westerschelde ) of achter wadeilanden.

We gebruiken de term " kustbarrière " niet enkel in verband met strandwallen ( " coastal barriers " ).

We schetsen in het kort de verschillende vormen van kustbarrières waaruit het wad zich kan ontwikkelen. De modelmatige voorstelling hiervan steunt op waarnemingen langs de actuele kust en op literatuurgegevens met betrekking tot kustbarrières in allerlei omstandigheden.

#### 1. Erosieve stranden

Erosieve stranden zijn in bepaalde gevallen gekenmerkt door een relatief steil strand, dat bloot staat aan intense golfwerking. Dergelijke stranden hebben dikwijls een hoge zeereep.

In Nederland wordt het ontstaan van de Jonge Duinen geassocieerd met de erosie van het strand, waarbij de strandhelling steiler wordt ( VAN STRAATEN, 1965 ). Door golfwerking kan materiaal tot op het hoogstrand aangevoerd worden. Het zand is er vatbaar voor eolisch transport ( VAN STRAATEN, 1965 ; ZAGWIJN, 1984 ; JELGERSMA et al., 1970 ). De duinvorming zal met ander woorden afhangen van het beschikbare sediment in de near- en foreshore zone.

Een erosieve kustlijn moet dus niet noodzakelijk met een belangrijke duinvorming gepaard gaan. Tijdens de belangrijke zeespiegelstijgingen, zowel in het Holoceen als in het Eemiaan, is een landwaartse verplaatsing van de kustlijn te verwachten. Erosieve terugwijkende kustlijnen zijn niet enkel toe te schrijven aan zeespiegelwijzigingen. Voorbeelden van erosieve stranden vinden we actueel ter hoogte van Bredene, Wenduine en Knokke ( DE MOOR, 1981 ).



Op bepaalde plaatsen ( Wenduine, Middelkerke ) worden oude waden veenlagen, die achter de oorspronkelijke kustbarrière gevormd werden, door stranderosie aangetast.

## 2. Prograderende stranden op de kustbarrière

Progradatie van de strandlijn kan ontstaan door de vorming van strandwallen, de meer recente zeewaarts van de oudere. De sedimentatie haalt het op de erosie. Voorbeelden van prograderende stranden staan uitvoerig beschreven in het strandwallencomplex van Nederland (VAN STRAATEN, 1965 ; HAGEMAN, 1969 ). De duinvorming is niet noodzakelijk actief. Bij prograderende strandlijnen ontstaan veelal lage duinrepen, de een zeewaarts van de andere, zoals te Oostduinkerke bijvoorbeeld. ( DEPUYDT , 1966, 1967, 1971 ; DE CEUNYNCK, 1984 ). Hierbij wordt een weinig hellende kustgradiënt verwacht.

Zowel in accumulatieve als in erosieve fasen van kustvorming kan een kustbarrière een goed functionerende bescherming vormen voor een achterliggend wad of veengebied. De zones met smalle zeerepen, die ontstaan bij terugschrijdende kustlijnen zijn wel gevoeliger voor doorbraken.

## 3. Wadden, die zich ontwikkelen langs een open kustlijn, zonder beschermende kustbarrière

Er werd nagegaan in hoeverre Eemiaan sequenties analogieën vertonen met getijdegeulafzettingen ter hoogte van de monding van belangrijke rivieren, zoals de Weser en de Elbe in NW-Duitsland. Daar komen zeewaarts uitgebreide zandplaten en verspreide eilanden ( Geest-Inseln ) uit Pleistoceen opgebouwd, voor. Het faunabeeld in de geulen van deze open systemen wijkt niet drastisch af van dat waargenomen in de mariene Eemiaan sedimenten (\*).

Het ontbreken van venige tussenlagen in de Eemiaan sequenties zou kunnen wijzen op een vrij open karakter van het wadgebied ten opzichte van mariene invloeden gedurende de zeespiegelveranderingen.

(\*) Op basis van vergelijkingsmateriaal van DÖRJES (1978), DÖRJES et al. (1969), REINECK & SINGH (1973).



Een ander argument dat wijst op open mariene omstandigheden, is het ontbreken van duinsequenties in de bestudeerde Eemiaan afzettingen. De meeste kustbarrière sequenties kennen een belangrijke geassocieerde duinvorming. De verschuivingen van de hoogwadsequenties kunnen in het geval van een open kustlijn het gevolg zijn van een veranderende expositie van het gebied ten opzichte van relatief hoog energetische omstandigheden.

Alle resultaten in verband met zeespiegelreconstructies blijven overigens geldig.

Als we meer gedetailleerd de Brugse Eemiaan sequenties en de Noordduitse Holocene sequenties ( LINKE, 1979, 1982 ; BEHRE et al., 1979, 1980 ) vergelijken, valt de beperkte uitbreiding van de hoogwadafzetting op in de Duitse sequenties. In Brugge konden op bepaalde plaatsen en gedurende lange periodes hoogwadamstandigheden blijven bestaan. De fluviatiele Eemiaan impact was te Brugge zeer gering in vergelijking met die in NW-Duitsland.

Waar grote getijde-amplitudes heersen is de kans op de vorming van kustbarrières en wadeilanden eerder gering ( HAYES et al., 1979 ). Daar we de getijde-amplitude gedurende het Eemiaan niet kennen, is dit argument niet bruikbaar voor het bepalen van het al dan niet open karakter van het wadgebied.

De Eemiaan sequenties illustreren dat na de meest landwaartse uitbreiding van de kustlijn of van de open mariene invloed, een zeewaartse verschuiving optrad, waarbij er zich een wad kon ontwikkelen op de nearshore afzettingen.

Ondanks het feit dat een aantal aspecten op open wadamstandigheden wijzen, stellen we dat het sedimentatiemodel van de Holocene prograderende strandwallen van Nederland het dichts aansluit bij de hier waargenomen Eemiaan sequenties, niet alleen wat betreft de dimensies, maar ook aangaande de sedimentkenmerken.

De kustlijnverplaatsing hangt af van de erosie-sedimentatiebalans ( LE FOURNIER, 1974, 1980 ; LEATHERMAN, 1982 ). Deze balans wordt bepaald door tal van factoren, zoals de veranderingen in intensiteit en richting van de getijstromingen, de wijzigende nearshore topografie, de expositie ten opzichte van de golven, het beschikbaar sediment enzovoort.



Het mechanisme van de zeewaartse verplaatsing van de kustlijn is op verschillende manieren te verklaren, namelijk door :

- een prograderende kustlijn

Strandwallen worden opgebouwd of er treedt een geleidelijke zeewaartse verschuiving van de strandlijn op, waarbij de zee-reep meeschuift. Op die manier ontstaat er een zeewaarts dikker wordende wigvormige sequentie. De verticale aggradatie weerspiegelt de afname van de waterdiepte dicht bij de strandlijn aan. De toenemende golfimpact komt tot uiting in het grover worden van het sediment naar boven toe.

Geleidelijk zeewaarts verschuivende stranden laten slechts in beperkte mate een zeewaarts verschuiven van de wadafzettingen toe. De strandwallen, eventueel bedekt met eolisch materiaal, bereiken te hoge sedimentatie-hoogtes om wadvorming toe te laten.

De wadafzettingen (K3) zijn slechts bij een zeespiegelstijging, na een zeespiegeldaling ontstaan. Bij de daling is de kustlijn zeewaarts verschoven en na de hernieuwde stijging kon het wad zich bij de doorbraak van de bestaande kustbarrière ontwikkelen.

- vorming van een offshore- of nearshore bank

D.J. COLQUHOUN (1969) beschreef een successie, waarbij een offshore bank, die onderhevig werd aan eolische werking, vrijkwam bij een zeespiegelverlaging. Achter de bank ontstond een lagune- of wadgebied.

Bij hernieuwde zeespiegelrijzing bestaat de mogelijkheid dat de barrière weer landwaarts verschuift en dat er dikke pakketten lagunaire en wadsedimenten worden afgezet.

Nadat de meest landwaartse strandlijn werd bereikt (Z2s), is de strandlijn zeewaarts verschoven op de manier die door D.J. COLQUHOUN werd geschetst. (1969)

Het nieuw ontstane wadgebied (Z3, K3) bevond zich op de resten van de vroegere near shore- en offshore sedimenten. De eigenlijke strandsedimenten ontbraken.



Indien de oorspronkelijke kustlijn geleidelijk progradeerde, zou belangrijke erosie nodig geweest zijn opdat hoogwadsedimenten onmiddellijk op de subtidale open mariene afzettingen zouden kunnen rusten. De installatie van een hoogwad op een substraat gebeurt echter meestal zonder voorafgaande erosie.

De hoogwadsequentie K3 vertoont aan de basis dikwijls een zware humeuze klei, die in een lagunaire tot een semi-lacustriene fase kan afgezet zijn. Dit gebeurde na de vorming van een zee- waarts gesitueerde kustbarrière, vooraleer deze door erosie doorbroken werd bij het ontstaan van de getijdegeulen en bij stijgende zeespiegelstanden.

#### 1.5. DE WADFASE MET ZEESPIEGELSTIJGINGEN TUSSEN -4m EN 0m (Z3/K3)

De zeespiegelfluctuaties tussen -4m en 0m O.P. corresponderen met relatieve transgressie- en regressiefasen, zoals we er gekend hebben in de laatste fase van het Holocene.

Het belang van de getijdegeulen was miniem in de randzone van de Eemiaan kustvlakte. Ook in de inham Brugge-Oedelem worden weinig getijdegeulopvullingen aangetroffen.

Het fluviatiele systeem, dat bij de Weichsel insnijding ontstond, heeft zich in de zandige geulsedimenten ontwikkeld, die gemakkelijker erodeerbaar waren dan de compacte gerijpte hoogwadkleien. Vooral tussen Sint Pieters en Jabbeke vormde het hoogwad een aangesloten gebied ( Kaart II.8., II.9. ).

De noordwaartse uitbreiding van het wadgebied (K3) is scherp begrensd door de sedimenten die open mariene omstandigheden reflecteren (Z4).

De laterale facieswisselingen in zeewaartse richting van de kleiige hoogwadsedimenten naar de zandwadsedimenten wijzen op de beperkte uitbreiding van de hoogwadzone, zelfs vóór de kusterosie, gedurende de zeespiegelstijging ( zie 1.6. ).

#### 1.6. DE VERSCHUIVING VAN DE TWEDE KUSTBARRIERE IN LANDWAARTSE RICHTING MET AFZETTINGSREEKSEN Z4

Het wadgebied Z3/K3 werd door landwaartse erosie verschuiving van de kustlijn, slechts gedeeltelijk geërodeerd.



Deze wadafzettingen werden gedeeltelijk door strandafzettingen bedekt, ondermeer door de stormwalsedimenten ( DE MOOR & DE BREUCK, 1973 ). Vergelijkbare toestanden met erosie van oude wadafzettingen, vinden we langs de actuele kust te Middelkerke-Raversijde. Bij die kustmigratie is een nieuw zeewaarts hellend erosie-oppervlak ontstaan. In het noorden ervan drong erosie zich door tot op de residuele sedimenten van Z2.

Het basis erosie-oppervlak van de sedimentsequenties Z4 wordt hypothetisch weergegeven op kaart II.8. Dit oppervlak komt met de meest landwaartse positie van de open mariene sedimenten overeen.

#### 1.7. DE DEFINITIEVE ZEESPIEGELDALING

Na de periode met de landwaartse kustmigratie, bij zeespiegelstanden tot minimum Om O.P., verschoof de kustlijn definitief in zeewaartse richting. Dit ging gepaard met de afzetting van de belangrijke sedimentpakketten Z4.

Een geleidelijke progradatie van de strandlijn, geassocieerd aan de zeespiegeldaling, greep plaats. In de lager liggende zones, tussen de strandwallen, konden wadomstandigheden heersen. Zelden zijn hoogwadsedimenten bewaard gebleven. Meestal troffen we zandwad- en getijdegeulafzettingen aan. De wadactiviteit beperkte zich evenwel spoedig tot het rivierstelsel dat aansloot bij de vallei Brugge-Moerkerke-Oedelem in het Zuidbrugse dallandschap. In deze vallei heeft er zich gedurende de gehele evolutie getijdewerking voorgedaan. Reeds bij de hoogste zeespiegelstanden is er een zeewaartse verschuiving van de submilieu's opgetreden, met een geleidelijke verlanding in de vallei.

Wat betreft de gedetailleerde evolutie van die vallei, verwijzen we naar de bespreking van de paleogeografische evolutie van de Kerkebeek en van de Waardamme-Reie in het testgebied Zuidbrugse dallandschap.



## 2. DE WEICHSELIAAN SEQUENTIES

### 2.1. ALGEMENE KENMERKEN VAN DE WEICHSELIAAN SEQUENTIE

Gedurende het Weichsel glaciaal werden in het beschouwde studiegebied eerst fluviatiele sedimenten afgezet in de Waardamme thalweg. In latere instantie werd de eolische werking belangrijker, ook op de interfluvia en dit vooral na een periode met intense vorstwerking.

De fluviatiele evolutie is gekenmerkt door een aantal insnijdings- en opvullingsfasen, waarbij gedurende de opeenvolgende erosiefasen, de erosiebasis steeds minder diep kwam te liggen. Het verschijnsel van geconcentreerde afvoer in geulen werd geleidelijk vervangen door afzetting en erosie in brede, weinig diep ingesneden overmaatse dalen. Uiteindelijk fixeerte het rivierstelsel zich weerom.

Wat betreft de sedimentverdeling, valt het op dat de kleiige Weichseliaan afzettingen het belangrijkste zijn in de bedolven thalweg Brugge-Oedelem. In noordelijke richting ervan neemt het belang van de zandige afzettingen toe. De granulometrie van de grove tussenlagen neemt daarentegen af. Hiervoor verwijzen we naar meer noordelijk gesitueerde studiegebieden ( DEPRET, 1983 ).

Aanvullende evolutieschema's zijn terug te vinden bij de behandeling van de Kwartaire geschiedenis van de Kerkebeek en de Waardamme-Reie ( Testgebied Zuidbrugse dallandschap ).

De interpretatie-methode gehanteerd voor de detailreconstructie van het fluviatiele systeem, steunt op erosieniveau's en aggraderings-kenmerken.

De erosieniveau's kunnen het best bestudeerd worden in een profiel loodrecht op de as van het rivierstelsel. Bij andere oriëntatie, dient rekening gehouden met de verhanglijn of het lengteprofiel van het dal.

De beschouwingen zijn dan ook enkel geldig voor de bestudeerde profielen zelf, vermits op verschillende plaatsen langs de verhanglijn erosie en afzetting op hetzelfde ogenblik kunnen optreden.



Alvorens tot de correlatie van de vervlakkingsniveau's over te gaan, dienden voldoende gegevens verzameld.

We gebruikten ook de grintrijke sedimenten als stratigrafische indicator. Meestal zijn sedimentpakketten, in accumulatieve fasen afgezet, bovenaan erosief begrensd, zodat hun bovengrens slechts een onrechtstreekse indicator is van de oorspronkelijke opvullingshoogte.

In bepaalde fluvio-periglaciaire omstandigheden is de verticale insnijding veelal beperkt en de laterale vervolgbaarheid groot. Er worden subhorizontale erosie-oppervlakken gevormd. Dergelijke vervolgbare erosieniveau's troffen we aan in de drie kilometers lange ontsluiting ten noorden van Brugge (\*).

De sequenties in het studiegebied Brugge leenden zich goed voor dergelijk onderzoek. Ondanks de belangrijke erosiefasen, is er sedert de diepste insnijdingsfase een netto-aggradatie opgetreden in het milieu van kleine fluviatiele bekkens met beperkte afvoer.

## 2.2. HET BASISOPPERVLAK VAN DE WEICHSELIAAN SEQUENTIES

Op kaart II.10 wordt de actuele top van de Eemiaan afzettingen weergegeven, op plaatsen waar die mariene afzettingen voorkomen. Dit is niet het geval voor het zuidwestelijk deel van het kaartblad Brugge, het basisoppervlak van het Weichseliaan komt er overeen met de top van het Tertiair substraat.

In het noordwesten van Brugge ontbreekt de Weichseliaan sequentie, waardoor daar (Kaart II.10) de basistopografie van het Holocene wordt weergegeven. Het erosie-oppervlak aan de basis van het Weichseliaan is er door Holocene getijdegeulwerking verdwenen.

De diepste insnijding van het Weichseliaan bereikt op het kaartblad Brugge -7m O.P. Er zijn twee fluviatiele assen individualiseerbaar :

### (1) een oostelijke as

Ten oosten van de Tertiaire opduiking van Sint Kruis tot aan de voet van de rug van Oedelem zijn de Eemiaan en Tertiaire

(\*) Testgebied Brugge Polderrand



lagen diep ingesneden. Deze as met diepe insnijdingen sluit aan bij het Waardamme stelsel, ten oosten van de rug van Oostkamp gelegen.

(2) een westelijke as

In het oostelijk deel van Brugge-stad, alsook ten westen van de Tertiaire opduiking van Sint Kruis, is een tweede paleo-thalweg te lokaliseren, die aansluit bij de diepe insnijding ten westen van de rug van Oostkamp en onder de rug van Stokveld.

Tussen beide fluviatiele assen in, liggen hoog voorkomende Eemiaan sedimenten in een interfluvium-positie, hoger dan -2.5m O.P.

## 2.3. EVOLUTIESCHEMA

### 2.3.1. FLUVIO-PERIGLACIAIRE FASEN

Na de periode, waarbij de hoogste Eemiaan afzettingen bedekt werden door fluviatiele sedimenten, afgezet in een alluviale vlakte ( eenheid LC1 ), trad er een belangrijke erosiefase op.

Hierbij ontstonden twee onafhankelijke valleienstelsels.

Op plaatsen waar geen mariene Eemiaan sedimenten werden afgezet, sneed de geul zich rechtstreeks in het Tertiair substraat in, tot op niveau's ver beneden het Eemiaan opvullingsvlak. We verwijzen naar de valleien van de Kerke- en Lijsterbeek.

Deze geulen werden gecolmateerd met materiaal dat uit herwerkt Tertiair bestond, hetgeen wijst op een belangrijke erosie van dit substraat verder stroomopwaarts.

Het blijft onduidelijk wat er zich ondertussen afspeelde op de plaatsen met hoog voorkomend Tertiair substraat, met andere woorden op interfluvia. Uit de profielen C en D en uit aanvullende ontsluitings- en boorgegevens blijkt dat er na de opvulling, tot -2m O.P. in het noorden ( de rand van de kustvlakte ) en tot -1m O.P. in het zuiden ( de paleo Waardamme vallei ), een zeer breed vlakbodemdalen ontstond. Het dal heeft zich gedurende een aantal algemene denudatiefasen lateraal uitgebreid.



Langs grote platte, ondiepe geulen in het vlakbodemdal, werd eerst grint uit oudere terrassen herwerkt, dat later aangerijkt werd door laterale erosieve processen. Aldus ontstonden verschillende gesuperponeerde grintaanrijkniveaus. De meest algemene zijn die op -1m (FL1), op 0m à +1m (FL2) en op +4m. Deze niveaus zijn geldig voor het zuidelijk deel van het kaartblad Brugge, in de vallei van de Waardamme.

Enkel van het grintniveau FL2, tussen 0 en -1m gelegen, hebben we de laterale continuïteit kunnen aantonen in een drie kilometer lange ontsluiting in de kustvlakte.

Dit specifiek grintniveau heeft een gecombineerde fluviatiele en eolische oorsprong, te vergelijken met het Beuningencomplex (FL2).

De fluviatiele opvulling gebeurde in alternerend energierijke en kalme milieu's. Deze energiever verschillen uitten zich niet noodzakelijk synchroon op alle plaatsen, maar waren grotendeels het gevolg van laterale verplaatsingen in het verwilderd geulensysteem.

Er dient een onderscheid gemaakt tussen de afzettingen in de vallei Brugge-Oedelem en die in de actuele kustvlakte. Vooral in de zuidelijke randzone van de kustvlakte bleef de fluviatiele werking beperkt. De opvullingen in het verwilderd geulensysteem zijn er dikwijls grintloos. Anderzijds sedimenteerde er ook veel minder leem.

In de diepere Weichseliaan insnijding te Koolkerke komt over verscheidene meter een vrij homogeen fijn zand voor (FZ).

Het zandig materiaal dat buiten de invloed van de fluviatiele as Koolkerke-Brugge-Oedelem werd afgezet, werd wellicht gedeeltelijk herwerkt uit de Tertiaire opduiking ten zuidwesten van Brugge.

Er moet daar een ondiep ingesneden afvoersysteem hebben bestaan.

De zware mineralensamenstelling van die afzetting wijkt sterk af van die van het Tertiair substraat, maar leunt dicht aan bij die van niveo-eolische en eolische oorsprong (MOSTAERT, 1980).

Vermoed wordt dat het zandig materiaal oorspronkelijk eolisch werd aangevoerd en dat het gedurende periodes met intense fluvio-periglaciaire activiteit herwerkt werd (FZ).



### 2.3.2. DE TOENEMENDE EOLISCHE ACTIVITEIT

Ter hoogte van het noordelijk deel van het kaartblad Brugge trad er na een fluviatiele fase met aanvoer van grint ( eenheid FL2 ) eolische werking op tijdens en na een periode met intense koude. Grote ijswiggen illustreren de aanwezigheid van permafrost. De bovenste delen van de oudere afzettingen ( eenheid FZ ) werden verstoord ten gevolge van de opdooilaagwerking. Lokaal werden ook eolische en niveo-eolische sedimenten afgezet vóór de fluviatiele grintaanvoer ( eenheid FZ ).

In het Zuidbrugse dallandschap evenwel, is na de grintafzetting, de fluviatiele activiteit doorgegaan, zij het onder veel minder energierijke omstandigheden. Plaslemen, colluviaal en alluviaal materiaal werden afgezet ( eenheid ALL ).

De kalme omstandigheden die het rivierstelsel kende, kunnen mee veroorzaakt zijn door het afdammend effect bij het ontstaan van de initiële eolische dekzandrug ( o.a. de eenheid NE ).

Laterale vertandingen tussen de eenheden ALL en NE situeren zich in de omgeving van de lijn Sint Michiels-Steenbrugge-Assebroek. Uit het voorkomen van de eenheid FL2, die we correleren met het Beuningencomplex ( VAN DER HAMMEN & WIJNSTRA, 1972 ), is af te leiden dat de dekzandrug gevormd werd na 15500 B.P.

Deze datering werd voorgesteld door E. KÖLSTRUP (1980).

Een initiële oost-west verlopende rug ter hoogte van Brugge, bestond reeds vóór de ontwikkeling van de laat-glaciale vegetatiehorizonten en veenlagen ( vooral Bölling ). Deze organische afzettingen ontstonden in pannen, in het primair eolisch landschap en ten zuiden van de initiële rug in kommen, die door deze laatste werden afgedamd.

Bij de duinvorming (\*) van het Post-Bölling ( eenheid DK ) werden de oorspronkelijke plassen overstoven. Deze die ten zuiden van de initiële rug lagen, kunnen ook later gedeeltelijk overstoven zijn. In de afvoerloze kommen kwamen veen en gyttja's tot ontwikkeling. Deze evolutie ging er ononderbroken door tot in het Alleröd. Hierbij steunden we op pollenanalyses ( VERBRUGGEN, 1971 ).

(\*) waarbij O-W tot NO-ZW georiënteerde ruggen ontstonden.



De Bölling veenlaag komt over grote oppervlakken aan de basis van de eenheid DK voor, waardoor we deze sedimenten tot het Tardiglaciaal kunnen rekenen.

In het studiegebied kende de Post-Bölling eolische activiteit vrij belangrijke gevolgen, niet enkel morfologisch, doch ook wat het volume vertransporteerd materiaal betreft.

Sedert het einde van het Laat-Pleniglaciaal is het fluvia-tiel systeem drastisch gewijzigd.

Het is vooralsnog niet duidelijk hoe en wanneer het rivier-stelsel evolueert van een verwilderd stelsel naar een vast geulenpatroon. Bovendien vragen we ons af of het fluvia-tiel systeem, zoals het actueel ter hoogte van de dekzandrug wordt waargenomen, pas na de ultieme Tardiglaciale eolische fase ontwikkelde of ook tijdens de eolische fasen aanwezig was. Over de intensiteit van de fluvia-tiele werking gedurende het Tardiglaciaal en het Vroeg Holoceen konden we slechts weinig gegevens afleiden uit de aanwezige sedimenten. Er dient bovendien voor ogen te worden gehouden dat de datering een erosieve fase altijd relatief is.

Vooraleer tot de interpretatie over te gaan, moeten volgende bemerkingen gemaakt worden :

- In het Vroeg-Holoceen bestond er een fluvia-tiel stelsel, dat doorheen de dekzandrug verliep. Veenvorming trad op vanaf het Boreaal ( VANDENBERGHE et al., 1974 ).  
Sporen van Pre-Boreaal - en Alleröd venen, geassocieerd met een fluvia-tiel stelsel, werden nog niet gevonden.  
Aan de basis van de Holocene sequenties troffen we enkel veenlagen aan, maar geen indicaties van voorafgaande erosie.
- In het zuidelijk deel van Brugge komt onder de eolische zandpakketten de Bölling veenlaag zeer frequent voor.  
Opvallend is dat er zowel in de ontsluiting Sint Michiels, als in de ontsluiting Kathelijne ( VANDENBERGHE et al., 1974 ) (\*) zones zijn waar die veenlaag uitwigt.  
Te Sint Michiels is dit het geval in de omgeving van de actuele loop van de Kerkebeek. In de ontsluiting Kathelijne ontbreekt de venige laag ter hoogte van een in het Tardiglaciaal gesitueerde fluvia-tiele insnijding ( VANDENBERGHE et al., 1974 ).

(\*) De ontsluitingen Sint Michiels en Kathelijne bevinden zich in het testgebied Zuidbrugse Dallandschap.



- Bij het einde van het Weichsel glaciaal, verdween de permafrost en vanaf het Tardiglaciaal breidde de vegetatie zich vooral uit gedurende de vochtige en iets warmere interstadialen. De debietsfluctuaties verminderden, het rivierstelsel normaliseerde zich.

Geleidelijk verhogende neerslag en waterafvoer kunnen wel voor erosie gezorgd hebben ( VERBRUGGEN & HUYBRECHTS in DE MOOR et al., 1984 ). Niettemin wordt de fixatie van het rivierstelsel aan het regelmatig worden van het debiet toegeschreven.

C. VERBRUGGEN (1971) stelde dat het verwilderde systeem tot een gefixeerd geulsysteem evolueerde, vóór de vorming van de lacustriene Tardiglaciale kalkgyttja's in de afvoerloze depressies. Het fluviatiele systeem beïnvloedde de kommen niet, vermits er geen allochtoon materiaal in de plassen werd aangevoerd.

Terzelfdertijd moet het patroon van de doorbraakdalen zich in grote trekken reeds gevormd hebben, onafhankelijk van de afvoeren  $\pm$  aanvoerloze depressies.

Na het Alleröd is de lacustriene fase beëindigd in de depressie van Trudoledeke-Beversveld. Hiermee gepaard trad een algemene verlaging van de watertafel op.

Na het Bölling interstadiaal heeft eolische werking de dalmorfologie in belangrijke mate gemodelleerd.

Het feit dat er verschillende doorbraakdalen in de dekzandrug tot uiting komen en dat de fluviatiele assen stroomopwaarts met elkaar in verbinding bleven, is een argument dat een catastrofale doorbraak doorheen een afgedamd rivierstelsel bij het begin van het Holocene weinig plausibel maakt.

Bij dergelijke doorbraken zou slechts één as kunnen ontstaan.

Deze hypothese veronderstelt dat de erosiecapaciteit van de beken verwaarloosbaar was, gezien de verminderde afvoer tijdens het Alleröd.



#### 2.4. DE VERSPREIDING VAN DE SECUNDAIRE SEDIMENTAIRE VERSTORINGEN VAN CRYOGENE OORSPRONG

Gezien de grote dichtheid van het net met ontsluitingswaarnemingen, kunnen hier enkel indicaties naar voor worden gebracht over de lokalisatiefactoren van de verschillende secundaire structuren.

Grote ijswiggen ontbreken waar het Tertiair substraat hoog voorkomt, meerbepaald hoger dan +1m, indien daarenboven het Kwartair dek dun is. Er zijn geen aanwijzingen dat latere erosie deze sporen zou hebben uitgewist. In alle voldoende diepe ontsluitingen in de kustvlakte, op het kaartblad Brugge, ten noorden van de Damse Vaart troffen we deze fossiele ijswiggen aan.

In het Zuidbrugse valleiensysteem werden zelfs grote vorstwiggen opgemerkt. Het type fossiele ijswiggen hebben we zelf niet kunnen waarnemen ( DE MOOR et al., 1978 ; VANDENBERGHE et al., 1974 ). De frequentie van de ijswiggen was er mogelijks kleiner of de postgenetische erosiefase meer uitgesproken dan in de meer noordelijk gesitueerde gebieden.

In de zones waar ondiep Tertiair voorkomt, is de frequentie van de vorstspleten en vorstwiggen eveneens veel geringer dan in de randzone van de actuele kustvlakte.

In de sedimenten boven de vrij algemene vervening (NE/V2) in de basiszone van de eolische zanden (DK) ontbreken de vorstverschijnselen nagenoeg.

De aanwezigheid van druipstaarten en chaotische verstoringen is duidelijk sedimentgebonden. Vereist wordt dat venige, lemige of kleiige lagen op het zandsubstraat aanwezig zijn.



### 3. DE HOLOCENE SEQUENTIES

#### 3.1. INLEIDING

De studie van de Holocene sequenties behandelde tot hiertoe volgende aspecten :

##### 1. De inventarisatie van de sedimentaire eenheden

Deze inventarisatie bestond uit een beschrijving en kartering van de eenheden. Absolute en relatieve dateringen werden verzameld ( hoofdstuk II.5. - De Holocene sedimenten ).

##### 2. Het nagaan van de sedimentgenese

Op basis van de sedimentologische parameters en waarnemingen in in actieve sedimentatiemilieu's werden de sedimentatie-omstandigheden in de typesequenties nagegaan. De relatie tussen sediment en relatieve zeespiegelstand werd opgespoord ( hoofdstuk III, De typische wadsequenties ).

##### 3. De theoretische modellen

Modellen, die in andere gebieden werden opgemaakt, werden toegepast op de beschikbare sequenties. We bestudeerden modellen in verband met trans- en regressies, kustbarrière-evoluties en wadsequenties ( hoofdstuk IV, Zeespiegelveranderingen )

De combinatie van deze gegevens laat toe de ultieme interpretatiestap te voltooien, zijnde de paleogeografische en paleomorfologische reconstructie gedurende het Holoceen.

In eerste instantie wordt een overzicht gegeven, dat algemeen geldig is voor de oostelijke kustvlakte. Nadien worden meer lokale fenomenen verklaard. De Holocene evolutie van de Zuidbrugse beekdalen wordt bij het testgebied Zuidbrugse dallandschap behandeld. Een gedetailleerde studie van het Holoceen te Bredene wordt eveneens afzonderlijk beschouwd (\*).

Alle beschikbare chronostratigrafische gegevens worden verwerkt, onder andere C14-dateringen, palynologische resultaten, archeologische vondsten en historische bronnen. Er wordt gebruik gemaakt van de klassieke terminologie, waarbij we de Duinkerke-, Calais- en Hollandfasen onderscheiden ( Tabel IV.4. ).

(\*) Testgebied Inbraakgebied Bredene



Gezien de hoogteligging van bepaalde afzettingen correleerbaar is met bepaalde zeespiegelstanden, konden we net zoals voor het Eemiaan de zeespiegelverandering als leidraad gebruiken bij de paleogeografische reconstructie.

### 3.2. DE ALGEMENE EVOLUTIE IN DE KUSTVLAKTE

#### 3.2.1. DE PERIODE VOOR DE ALGEMENE VEENVORMING ; VOOR 5600 B.P.(\*)

In het studiegebied ten oosten van de lijn Bredene-Oudenburg werd geen mariene invloed genoteerd vooraleer de hoogwaterstanden het peil -4 à -3.5m bereikten.

De sedimenten getuigen er van een landwaarts vergroten van het marien inbraakgebied onder stijgende hoogwaterstand.

Daarbij breidde het wad zich veel verder landwaarts uit dan het oudste veen, dat bij lagere zeespiegelstand moet ontstaan zijn. (  $\pm$  6300 B.P. ). Deze datering werd afgeleid uit de zeespiegelcurve (°) ( Fig. IV.4. ). In het oostelijk deel van de kustvlakte is de veengroei tussen 6300 en 5600 jaar B.P. niet doorgegaan.

Deze fase is correleerbaar met de Calais-II-fase.

De sedimenten tussen -3.5m en -1.5m gelegen, getuigen van kalme omstandigheden bij hun afzetting. Het wad evolueerde tot lagune vooraleer de algemene verlanding tot stand kwam.

De maximale landwaartse uitbreiding van de wad- en lagunaire afzettingen onder de algemene organische eenheid is op kaart II.12. weergegeven. Deze komt overeen met de overgang tussen de profieltypes X en Y volgens J. BARCKHAUSEN et al. (1977).

Enkel in het uiterste westen van het beschouwde deel van de kustvlakte komen wadafzettingen voor, die vóór 6300 B.P. kunnen ontwikkeld zijn ( NW-Bredene, Zandvoorde ).

#### 3.2.2. DE ALGEMENE VEENONTWIKKELING ( 5600 - $\pm$ 2500 B.P. )

De basis van de verlanding en vervening vanaf -2m O.P. werd op verschillende plaatsen absoluut gedateerd in de oostelijke kustvlakte ( ALLEMEERSCH, 1984 ; DAUCHOT & DEHON et al., 1983 ).

(\*) Vergelijk met de Calais-I en -II-fasen

(°) gebaseerd op de curve van S. JELGERMA (1979)



In het testgebied Bredene werd uitvoerig op de problematiek van de veenontwikkeling ingegaan. We beperken ons hier tot de samenvatting van de belangrijkste conclusies.

In vergelijking met de westelijke kustvlakte en met Nederland is de algemene veenontwikkeling vroeger begonnen in de oostelijke kustvlakte. De vrij algemene verlanding correspondeert met een belangrijke algemene snelheidsvermindering van de zeespiegelstijging, die de vorming of versteviging van een kustbarrière mee in de hand kon werken. Zonder een goed beschermde kustgordel zou een veenlaag, met dergelijk belang en kenmerken in de kustvlakte niet tot ontwikkeling kunnen komen.

Wanneer de hoogwaterstand het peil  $-1.5\text{m}$  bereikte, heeft de verlanding zich doorgezet op de mariene sequenties met de vorming van laagveen ( $\pm 0.5\text{m}$  dik). De plantenassociaties van het veen, met bijvoorbeeld *Chenopodiaceae*, weerspiegelen de nabije mariene invloed.

In de meer zeewaarts gelegen gebieden raakte dit laagveen nog overstroomd gedurende een lagunaire fase ( te Bredene tot 4300j. en te Nieuwmunster rond 5000 B.P. ). Buiten het overstromingsgebied kon de veengroei doorgaan. Uiteindelijk is er in de kustvlakte mosveen ontwikkeld.

Dit alles gebeurde bij een netto-grondwaterrijzing, eventueel onderbroken door geringe fluctuaties en geassocieerd aan de algemene zeespiegelstijging.

De veengroei breidde zich ook landwaarts uit op het Pleistoceen onder invloed van de grondwaterrijzing. Laagveen, voornamelijk bosveen werd gevormd, dat tot oligotroof veen evolueerde.

De grondwatertafelrijzing liep verder landinwaarts de zeespiegelrijzing enigszins voorop. Hiermee wordt bedoeld dat de grondwatertafel in meer zeewaarts gelegen gebieden, op een bepaald ogenblik, op een lager peil lag dan landwaarts tegen de opduiking van het Pleistoceen aan. Dit wordt geïllustreerd op figuur V.1.

Deze gradiënt is functie van de zeespiegelstand, die op zijn beurt de watertafel in de kustvlakte conditioneert.

Hoe verder landinwaarts, hoe minder mariene invloed en hoe groter het belang van de lokale hydrogeologie en het lokaal reliëf.



Zo verlopen de isochronen niet subhorizontaal, doch licht oplopend tegen het Pleistoceen substraat aan (\*).

Aanwijzingen over deze grondwatergradiënt zijn terug te vinden in veendateringen. In Brugge komen Atlantische venen voor, ontwikkeld in het rivierstelsel van de dekzandrug, relatief onafhankelijk van de zeespiegelstand ( VANDENBERGHE et al., 1974 ).

Te Zeebrugge komt op -0.8m O.P. veen voor van  $\pm$  4800j B.P. ( ALLEMEERSCH, 1984 ), terwijl te Sint Pieters op +1.8m O.P. veen ontstond in het Subboreaal ( VERBRUGGEN, mond. meded ; PAEPE, VANHOORNE & DERAYMAEKER, 1972 ). Deze hoogte bleek niet correleerbaar te zijn met de heersende zeespiegelstand.

Ook te Leffinge komt de basis van het veen vrij hoog voor en is het veen desondanks reeds 4400j B.P. ontstaan ( BAETEMAN, 1981, BAETEMAN, CLEVERINGA & VERBRUGGEN, 1979 ).

Beschouwingen in verband met de uitbreiding van het veen, de latere compactie- en inklinkingsverschijnselen worden uitvoerig besproken o.a. in hoofdstuk II., Holoceen en hoofdstuk VI, Geomorfologie.

Kaarten geven de actuele uitbreiding van het veen weer ( Kaart II.12. ) en de basistopografie van de veenlaag ( Kaart IV.1. ).

De veengroei eindigde in het Subatlanticum. Dit werd afgeleid uit pollenanalyses ( ALLEMEERSCH, 1984, BILLIET, 1981, VERBRUGGEN, mond. meded. ). Op plaatsen waar de veengroei eindigde rond 3500j B.P., zoals te Leffinge, heeft zich later geen hernieuwde veengroei voorgedaan.

### 3.2.3. DE PERIODE NA DE ALGEMENE VEENONTWIKKELING ( 2500 B.P. TOT 1985 A.D. )

Gedurende die periode ( Subatlanticum ) is de gemiddelde hoogwaterlijn slechts 1.5m (netto) gestegen. De maximale lokale en gemiddelde spring hoogwaterstand is nooit hoger geweest dan +4.5m, in het oostelijk deel van de kustvlakte.

Deze periode komt overeen met de Duinkerke-fasen, uitgezonderd de DO-fase.

(\*) Dit komt tot uiting in dwarsdoorsneden : figuur V.1.



Gedurende de historisch-geografisch en archeologisch gedateerde Duinkerke-transgressie- en regressiefasen is de kustvlakte nooit volledig buiten de mariene invloed geweest vóór de definitieve bedijking weliswaar.

Relatieve verlandingsfasen kunnen wel lokaal of in bepaalde periodes opgetreden zijn. Deze verlanding ging gepaard met een laterale uitbreiding van de schorren, een verkleining van de geulen, een lokale veen- of bodemvorming.

De verlandingsfasen zijn van een groot aantal interactieve factoren afhankelijk.

We bestudeerden de mogelijke invloed van zeespiegelveranderingen en gingen de eventuele effecten van de morfologische wijzigingen van de kustbarrières na ( hoofdstuk IV, Zeespiegelveranderingen ).

De evolutie van de kustvlakte in de laatste 2500j kan verklaard worden door zowel zeespiegelfluctuaties als kustbarrière veranderingen te veronderstellen. De beschikbare sedimentreeksen lieten niet toe de invloed van eventuele geringe zeespiegelfluctuaties op de bouw van de kustbarrière na te gaan.

Over een groot aantal factoren, die het wadgebied ongetwijfeld beïnvloeden, zoals de in de tijd veranderende kuststromingen ( richting en intensiteit ), de zich wijzigende sublitorale en off shore morfologie, tasten we nog in het duister.

Het is voorlopig nagenoeg onmogelijk om uit de wadsequenties enig besluit te trekken over de toestand vóór de kust tijdens de sedimentatie. We konden hoogstens enige indicaties afleiden over de getijde-amplitudes. Deze waren gedurende bepaalde periodes in het wadgebied kleiner dan de actuele amplitude voor de kust te Zeebrugge ( hoofdstuk IV, Zeespiegelveranderingen ).

Uit de morfologie van de Middeloude duinen, uit de paleostranden en Jonge duinsequenties kon afgeleid worden dat de dominante windrichting in de loop van de laatste 2000 jaar niet wijzigde. Daarenboven heeft een stromingsoverschot in noordoostelijke richting, tegen de kust aan, gedurende de Duinkerke-II- en III-fasen ononderbroken bestaan. ( hoofdstuk III, Typische wadsequenties en hoofdstuk VI, Geomorfologie ).



Er worden een aantal fasen onderscheiden, die niet zonder meer geassocieerd mogen worden aan de Duinkerke-fasen.

### 3.2.3.1. De lagunaire fase

Waar het topoppervlak van het veen niet geërodeerd of afgegraven werd, komt een dunne laag voor met humeuze klei en (zeer) sporadisch zelfs Phragmitesresten. Er is een geleidelijke overgang naar het onderliggend veen. In de randzone van de kustvlakte komt een dergelijk facies, zelfs rechtstreeks op het Pleistoceen substraat ( testgebied Polderrand, ontsluiting Gazel ) voor. Dit facies ontwikkelde zich overigens het best in de randzone van de kustvlakte. Het werd afgezet in een periode met beperkte klastische aanvoer van mariene aard en een getemperde waterinput. Deze invloeden waren voldoende om een einde te maken aan de veengroei. Mosveen is immers zeer gevoelig voor ecologische veranderingen.

Vanaf de initiële kustdoorbraken, na de veenvorming, kwam nageenog de volledige oostelijke kustvlakte onder water te staan, bij hoogwater althans.

Ondiepe plassen kwamen voor. De getijde-invloed was gereduceerd. De energie in het milieu was dermate beperkt, dat in de eerste fase enkel suspensiemateriaal (klei) kon worden afgezet.

Ook in de zuidelijke randzone was de klastische aanvoer beperkt, In de beginfase lag de latere polderrand ver van de klei-aanvoerbron op zee, en waren de getijdegeulen nog niet ontwikkeld.

Sedert de veengroei bestond er een zekere continuïteit in de begroeiing. De verzilting heeft zich slechts relatief traag gemanifesteerd.

Het lagunair facies kwam tengevolge van doorbraken in de kustbarrière tot stand. Deze doorbraken kenden in de randzone van de kustvlakte niet zo'n spectaculaire gevolgen. Dit kan toegeschreven worden aan de aard van de geslagen zeegaten en aan het feit dat het veenoppervlak slechts een onbelangrijke vloedkom vormde met een beperkte bergingscapaciteit gedurende de initiële overstromingen. Gezien echter de geringe dimensies van de zeegaten, kan het vloedkomeffect desondanks aanzienlijk geweest zijn.



Het belang van de transgressie was hier in grote mate afhankelijk van het hoogteverschil tussen de veentop en de hoogwaterstand.

Indien dit verschil groter was, dan zou door de grote bergingscapaciteit belangrijke erosie van de getijdegeulen hebben plaatsgegrepen.

Het vloedkomeffect heeft ervoor gezorgd dat de hoogwaterstand, vooral in de landwaartse uitbreiding lager lag en heeft de gevolgen van de overstromingen landwaarts derhalve geminimaliseerd. De minimale hoogwaterstanden lagen bij +2.5m. In die fase werd de kustbarrière slechts onderbroken door weinig belangrijke inbraken. Deze laatste ontstonden door erosie bij het landwaarts migreren van de strandlijn.

#### 3.2.3.2. De eerste wadfase

Door de ontwikkelingen van de getijdegeulen, die door regressieve erosie in de kustvlakte evolueerden, bij de geleidelijke verhoging van de hoogwaterstanden, wordt de kustvlakte tot een wadgebied herschapen.

Deze getijdegeulen konden ontwikkelen door de toename van de bergingscapaciteit in het achterland door netto-zeespiegelstijgingen. ook de verder afbraak van de kustbarrière speelde een rol.

Er kan een verhoging van de gemiddelde hoogwaterlijn in het achterland opgetreden zijn ten gevolge van de vermindering van het vloedkomeffect, geassocieerd aan de vergroting van de getijdegeulen.

Volgende opmerking is van toepassing voor alle wadfasen van de laatste 2500 jaar in het studiegebied. De hoog opgegroeide, uitgestrekte veenplaten hebben ervoor gezorgd dat enkel weinig energierijke omstandigheden op die platen konden heersen. Gedurende de volledige evolutie heeft zich aldus een wad ontwikkeld, waarbij steeds grote schorre- en slikkeplaten actief waren.

Deze omstandigheden waren vooral in de randzone van de kustvlakte gunstig voor de ontwikkeling van belangrijke oeverwallen langs de getijdegeulen.



In de meer zeewaartse gebieden zijn deze oeverwallen minder expliciet. De geulen waren er veel breder met vrij geleidelijke overgangen van de zandslikke naar de kleislikke. Zeewaarts kwam een vertakt samengesteld geulensysteem voor.

De getijdegeul expansie ging gepaard met erosie van de erosieresistente dikke klei en van de veenlagen. We mogen aannemen dat die vergroting relatief geleidelijk gebeurde.

Een uitbreiding van de vloedkom was mogelijk door inklinking van het veen ten gevolge van de ontwikkelde drainage door de getijdegeulen. Deze processen beïnvloedden de potentiële dikte van de bovenste kleilaag.

Sporen van die eerste wadfase vinden we terug onder de vorm van de hoogwad sequenties, die op de lagunaire basislaag voorkomen. In deze lagen kunnen de zoutwater-omstandigheden worden aangetoond op basis van de molluskensamenstelling. Op andere plaatsen komen getijdegeulopvullingen voor, bedekt door hoogwadsequenties, met een overgang van de zandfacies naar het kleifacies, beneden het peil +1.5m O.P. Het areaal patroon van die getijdegeulen is niet meer te reconstrueren ten gevolge van de latere erosie bij de vorming van nieuwe getijdegeulsystemen.

De onderste wadfase eindigde met de lokale verlanding, waarbij plaatselijk vegetatiehorizonten ontwikkelden, zoals bijvoorbeeld te Bredene.

Een algemene laterale uitbreiding van de hoogwadamstandigheden heeft zich voorgedaan. Gedurende die eerste wadfase is de strandlijn verder landwaarts verschoven en ging de ontwikkeling van de barrière-kust naar de wadeilanden verder.

### 3.2.3.3. De geuluitbreidingsfase

Deze fase omvat een belangrijke reactivatie van bestaande geulsystemen, waardoor deze een laterale uitbreiding ondergingen. Op hoogtes, waar de oorspronkelijke klei werd afgezet, werden nu zandige oeverwalssystemen opgebouwd of werd een zandwad gegenereerd. Er werd met andere woorden een belangrijke energietoename geconstateerd in het wadmilieu.



Volgende vragen werpen zich hierbij op :

- Is de laterale geuluitbreiding synchroon voor alle geulen en komt die bij alle geulen voor ?
- Is de klei-zand-klei sequentie niet louter een oeverwal- of geulrandverschijnsel, dat niet in verband te brengen is met een algemene reactivatie sens stricto.?
- Hoe kon dergelijke reactivatie worden verklaard in het kader van het model van de transgressie- en regressie-successies. Handelt het hier over een geleidelijke evolutie of over een catastrofale inbraak.?

Zoals we bij de bespreking van de typesequenties van de bovenste klastische eenheid vermeldde, kan een klei-zand-klei op-eenvolging overeenkomen met een successie, waarbij zich op een schorreplaat bij stijgende zeespiegelstand een oeverwal ontwikkelde, die later weer door hoogwadafzettingen werd bedekt.

Langs de Bredene geul (\*) is de relatie tussen het voorkomen van de beschouwde successies en het verloop van de geul duidelijk. Te Klemskerke echter en tussen Wenduine en Blankenberge kwamen dergelijke sequenties voor, onafhankelijk van enige invloed van geulen of kreken.

Door de vorming van een geul in een hoogwadzone kan het onderliggende veen dermate gedraineerd worden, zodat de compactie en de inklinking intensiever kunnen doorgaan. Hierdoor wordt de plaats met de oorspronkelijke klei-sedimentatie relatief verlaagd. Dit gecombineerd met de vaststelling dat de energierijke omstandigheden aan die geulwerking, zandafzetting op grotere hoogte kunnen veroorzaken, zijn aanwijzingen dat de typesequenties het gevolg zijn van laterale geulmigraties en als dusdanig niet noodzakelijk synchroon ontwikkelden. Het voorkomen van dergelijke successies, zowel langs de oost- als de westzijde van de geulen, wijst op een complexe migratie-evolutie.

De granulometrische veranderingen in de randzones van de geulen komen best tot uiting op plaatsen waar zeer compactie- en klinkgevoelig veen in de ondergrond zit. Hierdoor is de hoogte van de zandige tussenlaag weinig indicatief voor de reconstructie van de zeespiegelstanden.

(\*) Testgebied Inbraakgebied Bredene



Tot nog toe troffen we nooit een onderbroken hoogwadsequentie aan rustend op oudere geul- en zandwadafzettingen.

De aanwezigheid van de correleerbare verlandingssporen onder deze jongere zandige wadafzettingen, het voorkomen van dergelijke zandige tussenlagen op veenplaten tegen de kustlijn aan, onafhankelijk van de invloed van de geulen, de aanwezigheid van dergelijke facies langs verschillende geulsystemen ( Brugge-Stalhille-Bredene ), het verschijnen van de zandtussenlaag op nagenoeg dezelfde hoogte en het voorkomen na een verlandingsfase met lokale veengroei, zijn de enige indicaties voor het synchronisch verloop van dergelijke geuluitbreidingsverschijnselen.

De enige conclusie die daaruit volgt, is dat na een periode met relatief rustige wadomstandigheden geulverplaatsing is doorgegaan en dat die geulen bij de definitieve opvulling nog bedekt werden door hoogwadafzettingen.

Het toenemend belang van de zandsedimentatie kan het gevolg zijn van de veranderingen van de kustbarrière, waarbij de kustnabije gebieden onderhevig werden aan hogere energie-omstandigheden. Veranderende kustbarrières zijn evenwel niet voldoende, vermits het effect op het wad in grote mate afhangt van de bergingscapaciteit van het achterland.

Verhoogde energie heeft verhoging van de kleislikke-zandwadgrens voor gevolg.

Door verhoogde stormfrequentie kunnen de geulen uitbreiden en geulmigratie-fenomenen induceren. Reeds eerder berekenden we het effect van een stormvloed op een wadgebied ( hoofdstuk IV., Zeespiegelveranderingen ).

Een netto zeespiegelstijging kan hetzelfde effect sorteren.

Bij de geuluitbreidingsfasen werden oude geulpatronen grotendeels overgeërfd. Erosie van veen gebeurt gemakkelijker waar een veenplaat lateraal aangesneden wordt met potentiële ondergravingsverschijnselen dan op plaatsen waar een verticale insnijding doorheen het veen dient gemaakt.

Op bepaalde plaatsen, zoals in het meest oostelijke deel van de kustvlakte kon wel een totaal nieuw geulenpatroon ontwikkelen bij doorbraken van de kustbarrière.



In elk geval zijn ook in de zeewaartse delen van de kustvlakte grote gebieden bewaard gebleven, waar het effect van de toenemende zandsedimentatie zich niet in granulometrische veranderingen heeft geuit en waar de hoogwadsedimentatie continu is doorgegaan. Het feit dat de overgang tussen de zandige tussenlaag en de bovenste klei nu nog, na compactie en klink, zelfs op de veenplaten zeer hoog ligt ( $>2.5\text{m}$ ), is een aanwijzing dat de gemiddelde zeespiegelstand reeds belangrijke hoogtes bereikte bij de uiteindelijke verlanding.

De hoogenergetische omstandigheden, gedurende de geuluitbreidingsfase, komen ook tot uiting in zandplaten, die tot ver landinwaarts reiken, op peilen boven  $+3\text{m}$ .

Het granulometrisch contrast tussen de oeverwallen en de schorre bewijst dat zelfs gedurende de uiteindelijke opvullingsfase grote snelheden in de krekken en geulen heersten.

We konden aantonen dat na 2500 B.P. geen natuurlijke volledige verlanding is opgetreden met een volledig afgesloten kustbescherming. De oorzaken van de geuluitbreiding zijn aldus op twee manieren in het evolutieschema van de kustvlakte in te passen :

1. De transgressie vanaf 2500j B.P. bestond slechts uit één fase met wisselende effecten, waarbij na een lagunaire fase een wad ontwikkelde, tot de getijdegeulen hun maximale uitbreiding kenden. Op dit moment was het vloedkomeffect maximaal gereduceerd. Naast de geleidelijke zeespiegelstijging werd de gemiddelde hoogwaterlijn verhoogd ten gevolge van de reductie van het vloedkomeffect. Vanaf een bepaald ogenblik (°) trad geleidelijke verlanding op en begon de sedimentatie te overwegen op de erosiecapaciteit in het gebied.

De maximale geuluitbreidingsfase situeerde zich dan in de Duinkerke-II-fase of zelfs gedurende de Duinkerke-I-fase(\*). Deze evolutie kon doorgaan onder geleidelijke zeespiegelstijging, waarbij het effect van de stormvloeden eerder tijdelijk was, en niet noodzakelijk geconcentreerd voorkwam. De verlandingssporen zijn toevallig en lokaal in die optiek.

(\*) zie tabel IV.4. Chronostratigrafie van het Holoceen.

(°) Te vergelijken met een toestand waarbij de waterberging van het wad niet meer toeneemt.



2. De sedimentatie was het resultaat van meerdere erosieve wadfasen, onderbroken door relatieve verlandingsfasen met schorre-uitbreiding. In dit geval moeten we een proces veronderstellen dat de relatieve waterbergingscapaciteit wijzigde, waardoor de getijdegeulen gereactiveerd werden.

De waterberging kan verhoogd worden door bruuske stijgingen van de zeespiegelstanden of door verhoogde stormvloedeffecten.

Daarmee samengaan kon de afbraak van de kustbarrière van belang geweest zijn.

#### 3.2.3.4. De tweede verlandingsfase

Uiteindelijk werden de geulen opgevuld en breidde de schorre zich opnieuw uit. Ook dit proces gebeurde niet overal gelijktijdig. In het meest oostelijk deel van de kustvlakte eindigde de opvullingsfase veel later. Deze verlanding werd er in hoge mate door menselijke ingrepen beïnvloed, bijvoorbeeld in het Zwin.

In de meest zeewaartse gebieden migreerden de hoogwadamstandigheden over de zandwad- en oeverwalsedimenten. De dikte van de klei die afgezet werd, was groter op de veenplaten dan op de zandwad- en kreekopvullingssedimenten.

Dit is het gevolg van differentiële compactie. In de randzone werden hoge oeverwallen opgebouwd langs de krekken, zodanig dat ze bij de schorre-uitbreiding niet meer door klei werden bedekt.

We nemen aan dat deze verlanding geconditioneerd werd door de ontwikkeling van een goed functionerende kustbarrière. Tijdens die ultieme opvullingsfase evolueerden de wadeilanden, die ontstonden bij de opruiming van de vroegere kustbarrières ( hoofdstuk VI, Geomorfologie ), tot een aaneengesloten kustlijn. Dit ging gepaard met " poulier " en " musoir " verschijnselen en kustregularisatie (\*).

Voor Oostduinkerke kon aangetoond worden dat er in de laatste 2500 jaar zeewaartse verschuivingen van de strandlijn zijn opgetreden, waardoor een natuurlijke bescherming voor het achterland gecreëerd werd. Andere belangrijke wijzigingen van de kustlijn werden ter hoogte van de duinengordel te Knokke-Heist waargenomen ( AMERYCKX, 1953 ; CLAEYS et al., 1981 ).

(\*) Zie hoofdstuk VI, Geomorfologie.



### 3.2.3.5. De indijkingsfase

Het verlande gerijpte wadoppervlak ( dominant hoogwad ) werd door drainage onderhevig aan inklinkingsverschijnselen, met vorming van de specifieke microtopografie van inversie-ruggen ( TAVERNIER et al., 1970 ).

Voor het mechanisme van trans- en regressies van de laatste 2500 jaar verwijzen we naar de Historische Polders van Oostende. Hier werd een volkomen kunstmatige trans- en regressie veroorzaakt. Uit strategische overwegingen werd een kustdoorbraak geforceerd. Het achterland vormde een potentiële vloedkom, doordat compactie en inklinking het oppervlak onder de gemiddelde hoogwaterlijn hadden gebracht.

Het systeem van getijdegeulen ontwikkelde zich, zelfs in een zeer korte periode. De vloedkom werd echter door inpoldering beperkt, waardoor uiteindelijk de sedimentatie het haalde op de erosie. Het is niet uitgesloten dat kustprocessen, ten gevolge van de getijdestromingen het zeegat ook nog transformeerden. Het resultaat was een aangroei van de schorren, zodat steeds meer land voor inpoldering beschikbaar werd. Het volume van de vloedkom werd steeds teruggedrongen, alsook de potentiële energie voor verdere erosie van het zeegat.

Het op elkaar inspelen van klimaatwijzigingen, meteorologische extreme omstandigheden, zeespiegelfluctuaties, kust- en nearshore processen, erosie-sedimentatiebalans en van de kenmerken van de vloedkom, kunnen het cyclisch optreden van trans- en regressies verklaren.

Bij de combinatie van deze factoren, kunnen oorzaak en gevolg niet altijd scherp van elkaar onderscheiden worden.



### 3.3. DE EVOLUTIE VAN DE AFZONDERLIJKE GETIJDEGEULEN IN DE PERIODE NA DE ALGEMENE VEENVORMING

#### 3.3.1. SITUERING EN PROBLEMATIEK

De algemene organische eenheid bleef over grote oppervlaktes bewaard, na de mariene transgressies gedurende de laatste 2500 jaar. De sedimentsequenties bewijzen dat belangrijke hoeveelheden veen werden afgeslagen ter hoogte van de belangrijke getijdegeulen, die tot ver landinwaarts reikten.

Vóór de algemene veenvorming bestonden er in het zuidoostelijk deel van de oostelijke kustvlakte geen getijdegeulsystemen en waren enkel ondiepe fluviatiele systemen in het Pleistoceen substraat gemodelleerd. Deze laasten hadden geen invloed op het latere getijdegeulpatroon.

Er kunnen een aantal geulen en paleo-wantijgebieden afgebakend worden. Van west naar oost onderscheiden we ( Kaart V.1. ) :

1. De geul van Bredene / Het wantij van Klemskerke
2. De geul van De Haan-Stalhille / Het wantij van Wenduine-Houtave
3. De geul van Blankenberge-Brugge / Het wantij van Zeebrugge-Dudzele-Damme.
4. De geul van het Zwin, die eigenlijk aansluit bij het systeem van de Westerschelde.

Van de eerste twee geulen weten we dat deze al volledig waren opgevuld na de Duinkerke-II-fase, vermits het gebied werd ingepolderd in de tiende eeuw.

De laatste geul was nog actief tot Damme, gedurende de Brugse bloeiperiode ( post elfde eeuw ).

Het was de geul van Brugge-Blankenberge, die reeds in de Romeinse periode tot Brugge reikte en de verbinding met de Reie vormde.

Het impactgebied van de getijdegeulen in het oostelijk deel van de kustvlakte, met andere woorden het gebied waar het veen ontbreekt en de getijdegeulsedimenten voorkomen, neemt oostwaarts in belang toe.

De Bredene-geul is kleiner dan de Stalhille-geul, die op zijn beurt beperkter is dan de Blankenberge-Brugge geul.



Het Zwingebied vormde het grootste inbraakgebied. Meer oostwaarts echter komen nog belangrijker getijdegeulstelsels voor ( Westeren Oosterschelde ).

Enkel de Blankenberge-Brugge geul kende een breed inbraakgebied, dat tot ver landinwaarts reikte. De aard van het substraat was hierbij bepalend.

Vóór de geulvorming van Bredene bestond er een dik erosieresistent klei- en veencomplex. Ook het inbraakgebied van de Houtavegeul bevond zich in een zone met een dik veenpakket en kleilagen. Naar het achterland toe nam de dikte van het veen- en kleicomplex af, doch ook de potentiële erosiecapaciteit van de getijdegeulen. Ter hoogte van de geul van Houtave werd een zeer brede overgangszone waargenomen ( tot 1km ) waar veen in de ondergrond lag, bedekt door zandige wadafzettingen, zoals ook blijkt uit een kartering van J. DEVOS (1984).

Het gebied met subtidale afzettingen is er veel beperkter dan de uitbreiding van de A4-5-gronden doen vermoeden (\*). Ter verduidelijking verwijzen we naar kaart II.18. met de uitbreiding van de subtidale afzettingen.

De geul van Blankenberge Brugge is de meest westelijke geul, die zich niet doorheen kleilagen van de onderste klastische eenheid heeft ingesneden, vermits ze daar ontbreken.

Zoals verder zal blijken is de breedte van het impactgebied, behalve van de aard van het substraat, ook nog van een aantal andere factoren afhankelijk.

De Zwinggeul beslaat een inbraakgebied dat duidelijk verschillende onafhankelijke evoluties heeft doorgemaakt, vandaar ondermeer zijn enorme laterale uitbreiding.

Daarnaast is de Zwinontwikkeling het langst kunnen doorgaan in de tijd en werd ze pas in de vorige eeuwen door menselijke activiteit beperkt. Bovendien is in het meest oostelijke deel van de kustvlakte de erosieresistente veenlaag het minst goed ontwikkeld.

Het feit dat de geulevolutie, gekenmerkt door intense herwerking, geen volledige opruiming van de veengebieden heeft veroorzaakt, is niet alleen toe te schrijven aan de erosieresistentie van de veenlagen zelf.

(\*) Zie Bodemkaart van België, kaartblad Houtave-De Haan.



Ook de duur van de geulwerking en de laterale migratiecapaciteit van de getijdegeulen, die op hun beurt van talrijke externe factoren afhangen, zijn bepalend.

### 3.3.2. HET VERLOOP VAN DE GETIJDEGEULEN, BEINVLOED DOOR PLEISTOCENE DONKEN IN HET VEENLANDSCHAP

De algemene organische eenheid wigt uit tegen de Pleistocene opduikingen.

Gezien zand gevoeliger is voor getijdegeul-erosie dan de veenpakketten, zal de getijdegeul zich richten langs zandige opduikingen volgens de weg van de minste weerstand.

De hoogte van de Pleistocene zandopduiking heeft evenwel een beperkende rol in de erosie-mogelijkheid. Ingeval deze te hoog ligt, wordt de erosie beperkt en richt de geul zich langs de grens tussen het oorspronkelijk veenoppervlak en de zandopduiking.

In de randzone van de kustvlakte kan aldus een randgeul, eventueel een randkreek worden gevormd. Dit was o.a. het geval tussen Jabbeke en Sint Andries ( Fig. V.2. ).

Waar het Pleistoceen oppervlak niet snel oprijst, worden deze randgeul- of randkreekverschijnselen niet aangetroffen, zoals bijvoorbeeld tussen Sint Andries en Damme.

Het richten van de geul manifesteert zich ook ter hoogte van de geïndividualiseerde donken ( Fig. V.2. ) in het veenlandschap. Ook de oorspronkelijke uitbreiding van de donken in het veengebied, moet veel groter geweest zijn, dan wat nu nog bewaard is. De zuidelijke rand van de oorspronkelijke donken bleef meestal bewaard, de noordelijke rand evenwel werd zuidwaarts verschoven door geuluitbreiding.

De oorspronkelijke noordrand van de Pleistocene donken met ertegen het uitwiggend veen, wordt dan ook nauwelijks aangetroffen. Het mechanisme wordt op figuur V.3. in profiel voorgesteld voor het concreet voorbeeld van de donk Kasteel Ten Berghe.



### 3.4. DE HOLOCENE EVOLUTIE VAN DE BEEKDALEN

#### 3.4.1. MORFOLOGISCHE EN GEOLOGISCHE GEGEVENS.

De diepst voorkomende Holocene sedimenten in de beekdalen in het zuiden van Brugge liggen niet beneden +2m O.P. Op die plaatsen wordt veen aangetroffen aan de basis van de Holocene sequentie. Daaruit leiden we naar analogie met de verhanglijnen van de actuele beken af dat de diepste insnijding bij het bereiken van de actuele kustvlakte niet beneden het peil +1m zal hebben gelegen.

Beschouwen we de paleotopografie van de top van de Weichseliaan afzettingen, dan merken we (\*) dat die in de randzone van de kustvlakte de 2.5m overschreidt. Ter hoogte van enkele Pleistocene donken in het veenlandschap bereikt het Pleistoceen +4m O.P. (Kasteel Ten Berghe). Te Sint Pieters ligt de basis van het Holocene veen gemiddeld op +2m. Meer naar het noorden toe, tussen Damme en Dudzele, ligt de basis op 1 à 1.5m O.P. De dalmorfologie van de beekstelsels die vóór de algemene Holocene veenvorming in het gebied van de actuele kustvlakte in noordelijke richting verliepen, moet vrij weinig uitgesproken zijn geweest.

Ondanks het dicht net van gegevens beschikbaar in de randzone van de Kustvlakte konden we geen Holocene fluviatiel sediment onder de algemene veenlaag vinden. Vóór de veenvorming was de fluviatiele werking ofwel louter erosief of zo diffuus dat de sedimentologische effecten ervan niet konden waargenomen worden.

Lokaal wordt de basis van de algemene organische eenheid op het peil 0 tot 1.0 mO.P aangetroffen. Pollenanalyses van de veensequentie op die plaatsen leerden dat het veen over zijn gehele dikte onder relatief eutrofe omstandigheden ontwikkelde. De actuele verspreiding van de dikkere en dieper voorkomende veenlaag is zeer fragmentair. Dit Subboreale veen, net zoals het veen dat op het peil +2 m werd aangetroffen, is door de later ontwikkelde geul Blankenberge-Brugge grotendeels geërodeerd.

(\*) Dit oppervlak komt overeen met het basisoppervlak van het Holocene veen ( Kaart IV.1. ).



Het geulensysteem ten noorden van Brugge verzandde en dan stelt zich de vraag wat er gebeurde met de afwatering van het Reie-Waardammeriviersysteem bij het bereiken van de Kustvlakte. Sporen van een belangrijke restgeul zijn er immers niet aangetroffen. Het Zwin was ondertussen tot ontwikkeling gekomen en we verwachten dan ook dat de afwatering in noordoostelijke richting, al dan niet kunstmatig werd afgeleid. In boorprofielen ten noordoosten van Brugge hebben we nergens duidelijke sporen aangetroffen van een natuurlijk afwateringssysteem. Ook het Oud Zwin blijkt gegraven te zijn (\*) (AMERYCKX, 1953, 1958). Ter hoogte van de Edebeek komen wel sporen voor van natuurlijk verlande kreken doch deze zijn niet tot Brugge vervolgbaar.

In de 11de eeuw werd een zeeweringsdijk aangetroffen tussen Uitkerke en Damme (Evendijk) en tussen Damme en Moerkerke (AMERYCKX, 1953; TAVERNIER et al., 1970). De verbindingsdam tussen deze dijken, waaraan Damme zijn naam te danken heeft, kwam slechts later tot stand, zeker voor 1180 (TERMOTE, 1985; 1167 A.D. volgens DE Vlieghe, 1971). Het verloop van de dijken bewijst dat het Zwin reeds actief was tijdens die indijkingsfase. De Zwinkreek verliep er in de omgeving van Damme in een schorregebied dat voldoende gerijpt was om voor indijking in aanmerking te komen.

(\*) Oud Zwin : een waterloop tussen Brugge, Koolkerke en Westkapelle, die dwars door de opgevolde kreeksteempatronen loopt.



### 3.4.2. EVOLUTIE

Een zeer weinig uitgesproken dallandschap was na de vorming van de doorbraakdalén doorheen de zuidelijke Pleistocene oost-west verlopende ruggen ontwikkeld, waarbij de lagere ruggen, die actueel overdekt zijn door veen en wadafzettingen, eveneens werden onderbroken in de kustvlakte. De thalweg-insnijding lag nooit dieper dan 0.0 à 1.0 m in de randzone van de kustvlakte.

Het dal volgde min of meer het verloop van de latere getijdegeul tussen Brugge en Blankenberge. In dit dal kwam enkel veen tot ontwikkeling, vooral vanaf het Subboreaál. Vanaf die periode was de grondwatertafel afhankelijk van de zeespiegelstand, althans op het kaartblad Brugge. Deze invloed liet zich in de loop van de tijd steeds verder landwaarts gevoelen. Uiteindelijk kwam ook veen tot ontwikkeling op de hoger gelegen plaatsen waarbij de watertafel naast de invloed van de zeespiegelstand, ook nog sterk door de microtopografie van het Pleistoceen substraat werd beïnvloed. Het veen heeft uiteindelijk bijna de volledige oostelijk kustvlakte bedekt.

Aanwijzingen voor het bestaan van zogenaamde "veenstromen" (THOEN, 1978) vinden we enkel in de continue, eutrofe veensequentie. Veenstromen kunnen het patroon van de latere getijdegeulen hebben beïnvloed. In elk geval mag de invloed van het aangevoerd water uit het achterland in de omgeving van Brugge niet verwaarloosd worden. Deze aanvoer kan de oligotrofiëring in een bepaalde zone hebben verhinderd waardoor het veen lokaal niet boven de watertafel is uitgegroeid tot mosveen. Zelfs de geringe hoogteverschillen die aldus ontstonden in het veengebied kunnen van belang zijn voor de ontwikkeling in latere fasen van de getijdegeulen. Zelfs als het aangevoerde rivierwater een zekere klastische lading bezat, dan heeft deze lading zeer weinig effect gesorteerd. Zelfs ver landinwaarts kon in het bekensysteem veenvorming optreden. De beken konden een groot deel van hun lading reeds kwijt in de overstromingsvlaktes verder stroomopwaarts, zoals in de depressie Wulgenbroeken.

Van zodra het gebied onder getijdewerking kwam, ontwikkelden er zich getijdegeulen waarin het beekstelsel van de Waardamme afwaterde, bijvoorbeeld de geul Blankenberge-Brugge.



#### 4. DE VERGELIJKENDE STUDIE VAN DE EEMIAAN SEQUENTIES EN DE HOLOCENE AFZETTINGEN IN HET OOSTELIJK DEEL VAN DE BELGISCHE KUSTVLAKTE

##### 4.1. INLEIDING

De beschrijvende studie van de Kwartaire afzettingen brachten de belangrijke gelijkenissen en enkele verschillen tussen de onderscheiden interglaciale sequenties aan het licht.

De sedimentgenetische interpretatie van de Eemiaan sequenties steunt overigens in hoofdzaak op de vergelijking met de Holocene sequenties. Deze vergelijking kan ertoe bijdragen een veralgemeend model van kustvlaktesequenties onder wisselende klimaats-, getijden- en fluviatiele impact op te stellen.

##### 4.2. ALGEMENE VERGELIJKING

Het belangrijkste algemene onderscheid tussen de Eemiaan en de Holocene sequenties is dat Holocene afzettingen tijdens één belangrijke transgressieve fase tot stand kwamen in een periode met relatieve zeespiegelstabiliteit.

De Eemiaan sequenties daarentegen kenden een analoge evolutie, die echter gevolgd werd door een periode met zeespiegelfluctuaties en een algemene zeespiegeldaling.

Gedurende beide interglacialen werden vergelijkbare maximale zeespiegelstanden bereikt. De afgeleide maximale Eemiaan hoogwaterlijn lag 2m lager dan de actuele Holocene. Het hoogste voorkomen van de Eemiaan afzettingen is op sommige plaatsen verlaagd ingevolge postsedimentaire erosie en compactie.

Een ander belangrijk verschil tussen beide interglaciale sequenties, is de impact van de mens gedurende de laatste tweeduizend van het Holoceen. Immers door bedijking is bodemvorming opgetreden, van andere aard dan de natuurlijke door landbouwactiviteit raakte het sediment vergraven, door drainage ging het inklinkingsverschijnsel versterkt door.

De natuurlijke sedimentatie-omstandigheden, al dan niet actieve wadomstandigheden, konden niet meer doorgaan vanaf de indijking.



Er mag aangenomen worden dat de natuurlijke omstandigheden geen drastische wijzigingen hebben veroorzaakt in de laatste 1000j. Dit betekent met andere woorden dat schorre- en open wadfasen optraden, al dan niet afwisselend met verlandingsfasen.

#### 4.3. GEOMORFOLOGISCHE VERSCHILLEN VAN HET INBRAAKGEBIED

Ter hoogte van Brugge en omgeving is de mariene invloed, zelfs bij zeespiegelniveau's beneden -13m aantoonbaar, voor wat betreft het Eemiaan.

In het Holocene daarentegen uit deze invloed zich pas vanaf het ogenblik dat de hoogwaterstanden het peil +2.5m overschreden. Dit verschil is in grote mate afhankelijk van de paleo-topografische toestand van het substraat en is enkel van lokaal belang.

Het in het grootste deel van de oostelijke kustvlakte gelegen veengebied, gekenmerkt door een vrij vlakke topografie, werd bij mariene inbraken doorheen de kustbarrière in het Subatlanticum overstroomd.

In het westelijk deel van de kustvlakte manifesteerde de mariene invloed zich vroeger, omdat de paleo-topografie van het Pleistoceen substraat dit toeliet.

Dit substraat bestond in de oostelijke kustvlakte uit een langzaam zeewaarts hellend oppervlak, waarop oost-west gerichte ruggen voorkwamen, die meer uitgesproken waren in zuidelijke richting. Dit reliëf was gefixeerd door bodemvorming.

De valleien in het Holocene kenden geen diepe insnijding. Er bestonden hoogstens enkele weinig belangrijke doorbraakdalén doorheen de ruggen. De erosiebasis lag vrij hoog, zodanig dat pas bij zeer hoge zeespiegelstanden mariene invloed werd geconstateerd.

De mariene invloed gebeurde onafhankelijk van het rivierstelsel. Het paleo-oppervlak waarop de mariene invloed zich liet gelden gedurende het Holocene verschilt drastisch van dat gedurende het Eemiaan. Toen domineerde een valleitopografie, namelijk de paleo-vallei Oedelem-Brugge, met een erosiebasis op vrij laag peil. De mariene invloed drong gedurende het Eemiaan eerst in dit fluviatiel stelsel binnen.



De toestand te Brugge gedurende het Eemiaan was vergelijkbaar met die in het Holocene in het westelijk deel van de kustvlakte, waar reeds bij vrij lage zeespiegelstanden en functie van de paleo-Ijzervallei mariene invloed onder de vorm van wadomstandigheden merkbaar was.

De Holocene sequenties van het westelijk deel van de kustvlakte bevatten dan ook dikke hoogwadpakketten, vergelijkbaar met die, welke in het Eemiaan werden afgezet ( eenheid K3 ).

Pas bij hogere zeespiegelstanden is gedurende de Eemiaan transgressie wadontwikkeling doorgegaan op een vrij vlak verlopend opvullingsvlak.

De intensiteit van de fluviatiele activiteit verschilde in de beide interglacialen. Deze was wellicht belangrijker gedurende het Eemiaan.

De erosiegevoeligheid van het substraat, waarop de mariene transgressies ingrepen, verschilde evenzeer voor beide perioden.

De Holocene veenlaag, die gevormd werd vóór de mariene ingressies was erosieresistent. De grote overdekte veenplaten bleven bewaard ondanks het feit dat een wadmilieu met belangrijke getijdegeulen een hoge herwerkingscapaciteit heeft, die landwaarts en naar de wantijen toe drastisch vermindert.

Erosie door getijdegeulen was gedurende het Eemiaan vooral beperkt door de aanwezigheid van compacte kleiige Tertiaire lagen, die plaatselijk uit moeilijk vertransporteerbaar grof materiaal bestonden ( schelpenlagen en resistente zandsteen ). De laterale verplaatsing van de geulen werd vooral gehinderd door de bestaande valleimorfologie. Andere remmende factoren, zoals erosieresistente veenlagen waren evenwel niet aanwezig.

De Holocene sequenties leerden ons dat het substraat slechts diep werd uitgeschuurd onder wadomstandigheden en ter hoogte van de getijdegeulen.

In het studiegebied komen dan ook nog grote oppervlaktes voor met hoog oprijzend Pleistoceen en oudere Holocene veenlagen. Verondersteld dat de geulverschuivingen alle donken herwerkten, dan zou het opgevuld wadgebied uit een wigvormig sedimentpakket bestaan, dat zeewaarts dikker wordt. Dit is zeker niet het geval voor de actuele Holocene sequenties.



Ten gevolge van de mariene erosie met landwaartse verplaatsing van de kustlijn, werd gedurende het Eemiaan eveneens een erosievlak gemodelleerd met zeewaartse helling. De erosie onder open mariene omstandigheden is veel vollediger doorgegaan dan bij Holocene wadactiviteit. Enkel extreem erosieresistente sedimenten konden in reliëf blijven staan, zoals kleilagen en zandsteenbanken.

#### 4.4. MAXIMALE UITBREIDING VAN DE MARIENE INTERGLACIALE AFZETTINGEN

De maximale uitbreiding van de mariene invloed gedurende de Eemiaan fase ligt iets verder landwaarts, dan deze gedurende het Holoceen tot stand gekomen.

Reeds eerder wezen we op de aanwezigheid van inhammen, waarin mariene Eemiaan sedimentatie plaatsvond, bijvoorbeeld het dal Moerkerke-Brugge-Oedelem.

Ook ter hoogte van Jabbeke komt een " Eemiaan baai " voor waarin reeds bij relatief lage zeespiegelstanden sedimenten werden afgezet. Dit is grotendeels toe te schrijven aan de paleotopografie van het oppervlak, waarop de mariene ingressies hun invloed lieten gelden.

#### 4.5. VERSPREIDINGSPATROON VAN DE SUBMILIEU'S

De geografische verdeling van de mariene submilieu's verschilde drastisch gedurende bepaalde periodes.

De kustbarrière in het Eemiaan verschoof verder landwaarts dan tijdens het Holoceen.

De uitbreiding van de submilieu's is uitvoerig behandeld bij de beschrijving van de stratigrafische eenheden ( hoofdstuk II. ).

#### 4.6. VERGELIJKING VAN DE SEDIMENTSEQUENTIES

Holocene relatieve regressie-fasen werden gekarakteriseerd door de algemene verlanding met veenvorming.



Dat deze relatieve regressies niet noodzakelijk met nettozeespiegel­dalingen gepaard gingen, is inmiddels aangetoond. Voor het studiegebied is die veengroei geassocieerd aan het belang van de afsluiting door de kustbarrière. Bij relatieve regressies onder stabiele zeespiegelstanden worden geen veenlagen gevormd en komen hoogstens bodemprofielen of vegetatiehorizonten tot stand. In de Eemiaan sequentie treffen we geen belangrijke veenlagen aan. Enkel zeer lokale vegetatiehorizonten komen voor.

De afwezigheid van verlandingsfasen in de Eemiaan sequentie kan wijzen op belangrijke paleogeografische verschillen. De kustbarrière had een andere opbouw dan gedurende het Holocene, waarbij fasen met volledige afsluiting van de mariene invloed niet tot stand kwamen. De aanwezigheid van een belangrijk rivierstelsel kan daarvoor gedeeltelijk verantwoordelijk zijn. Er mag echter niet uit het oog verloren worden dat er gedurende het Holocene ook in de omgeving van belangrijke rivieren veengroei optrad, bijvoorbeeld de IJzer.

Ononderbroken hoogwadsequenties van meer dan 3m dikte treffen we in de Holocene sequenties van het oostelijk deel van de kustvlakte niet aan, terwijl er in de landwaartse randzone van de Eemiaan kustvlakte 4 à 5m dikke hoogwadsequenties voorkwamen. Het belang van de getijdegeulafzettingen in de zone met dikke Eemiaan hoogwadafzettingen is veel geringer dan in de Holocene sequenties.

Relatieve zeespiegelfluctuaties hadden verschillende effecten op de sedimentopvolgingen van de twee beschouwde interglacialen.

Inverse en onderbroken sequenties komen vrij frequent voor in de landwaartse randzone van de mariene Eemiaan lagen, terwijl Holocene inverse sequenties nauwelijks voorkomen.

De molluskensamenstelling van de diverse eenheden verschilt enigszins ( vergelijk het voorkomen van Amygdala sp. ten opzichte van Spisula sp. ).

Er dient ook gewezen op de specifieke granulometrische kenmerken van de mariene interglaciale sedimenten. Deze worden vergeleken in hoofdstuk VIII. Granulometrie.



## HOOFDSTUK VI : GEOMORFOLOGIE

### 1. MORFOLOGIE VAN DE KUSTVLAKTE

Op basis van de paleogeografische en paleomorfologische conclusies en aan de hand van morfografische verschijnselen kunnen we informatie over de actuele geomorfologische toestand van het beschouwde testgebied synthetiseren.

De belangrijkste morfografisch homogene gebieden zijn het duinlandschap en het strandlandschap enerzijds en het polderlandschap anderzijds.

#### 1.1. DE STRAND EN DUINLANDSCHAPPEN

##### 1.1.1. DE ACTUELE KUSTDUINEN EN HET STRAND

Uitgebreide morfologische studies werden aan de strandvormen en de actuele duinvormen gewijd ( DEPUYDT, 1972 ; DE MOOR, 1981 ). Dit landschap komt voor tussen +0 en +25m O.P. in het oostelijk kustgebied.

Tussen Wenduine en Heist is de duingordel beperkt tot een zeer smalle zone. Tussen Bredene en Wenduine komt behalve een hoog ontwikkelde zeereep nog een achterliggend lager duinlandschap voor met resten van paraboolduinen. Deze zijn gedeeltelijk door begroeiing gefixeerd. Ten oosten van Heist treedt een verbreding op met paraboolduinen en vingervormige duinruggen geassocieerd aan de afsluiting van de Zwinmonding.

De strandmorfologie is gekenmerkt door een afwisseling van longitudinale verlopende strandruggen en zwinen. Ze werd op vele plaatsen door menselijke ingrepen beïnvloed. Belangrijke kusterosie doet zich actueel voor ter hoogte van Bredene tot De Haan en te Knokke ( DE MOOR, 1981 ).

De eolisch aangevoerde zanden behoren hoofdzakelijk tot de Jonge duinen (\*) na 1000 A.D. gevormd.

(\*) Jonge duinen ( JELGERSMA et al., 1970 ) - Middeloude duinen ( AMERYCKX, 1953 ) - Oude duinen ( JELGERSMA et al., 1970, te vergelijken met de Binnenduinen van Adinkerke - Ghyvelde, TAVERNIER, 1948 ).



Restkernen van de oudere duinen komen lokaal voor in de ondergrond. De landschapsvorming gaat in de kustnabije delen nog steeds door met eolische verplaatsingen, erosie met klifvorming bij stormvloed en zovoor ( testgebied Inbraakgebied Bredene - ontsluiting De Haan ).

De paraboolduinvorming in het oostelijk kustvlaktegebied daarentegen mag als beëindigd worden beschouwd. In het landwaartse duingebied is de actuele verstuing verwaarloosbaar.

In het bestek van deze verhandeling wordt niet dieper op de detailmorfologie van het actueel duin- en strandgebied ingegaan.

### 1.1.2. DE LAGE BINNENDUINEN

Te Bredene en De Haan komen achter de actuele duingordel stroken voor met passieve duinvormen, die tussen 5 en 6m hoogte bereiken. Ze sluiten aan bij de actuele duingordel en worden overigens volledig door het polderlandschap omgordt.

Het westelijk gedeelte van de binnenduinen van Bredene-Blut-sijde vertegenwoordigt de rest van het westelijk deel van een wadeiland. Het is gevormd tegen de oostelijke rand van een zee-gat (\*) als een interne poulier(\*\*).

De naar het oosten gerichte lage rug van De Haan ( Fig. VI.1. ) is eveneens geassocieerd aan getijdegeulwerking. Het is een normale poulier, die aan een wadeiland verbonden was en die ontwikkelde aan de verlandende en oostwaarts migrerende getijdegeul van Stalhille-De Haan.

Noordwaarts ervan is later een volgende meer zuidoost-noordoost gericht vingervormige rug ontwikkeld, waarop eolische werking actief was.

Deze genese verliep analoog met die van het verlandende Zwin. Daar werd de evolutie door historisch-geografische reconstructie en bodemstudie ( CLAEYS et al., 1984 ; AMERYCKX, 1953 ) achterhaald.

Bij het oostelijk migreren van de monding van de Zwingel zijn er spitvormige lichamen ontstaan. Een schematische evolutie wordt weergegeven op figuur VI.2.

(\*) Zeegat of geulmonding

(\*\*) "Poulier" en "musoir" (BRIQUET, 1930) worden hier gebruikt in verband met de morfologie van de monding van de getijdegeulen.



De lage duinrug waarop Nieuwpoort is gebouwd, is op analoge wijze ontstaan. De duinenzone van Westende komt in een vergelijkbare positie voor als de duinen van Cadzand-Retranchement. Ze liggen gesitueerd als een "musoir" ten opzichte van het zeegat.

De ouderdom van die systemen is gelijklopend met de ouderdom van de geulopvulling. Voor de geul van Bredene en die van De Haan-Stalhille leidden we een Duinkerke-II ouderdom af ( testgebied Inbraakgebied Bredene ).

De binnenduinen van Bredene en De Haan worden in de litteratuur als Middellooude duinen aangegeven, ontstaan tussen de Duinkerke-I en de Duinkerke-II-fase ( AMERYCKX, 1953 ).

De morfologie van de binnenduinen verschilt van de oudste in ons land aangetroffen kustduinen, namelijk de binnenduinen van Ghyvelde-Adinkerke ( TAVERNIER, 1948 ; MOORMANN, 1951 ).

Deze behoren tot een oude strandgordel ( senso stricto ). Ze zijn onafhankelijk ontstaan van de getijdegeulen. Deze duinen ontwikkelden zich langs een min of meer rechtlijnig verlopende kustlijn, die parallel verliep met het actuele strand ( testgebied Duinen van Oostduinkerke - Koksijde ).

## 1.2. HET POLDERLANDSCHAP

Het polderlandschap strekt zich uit tussen +2 en +4.5m O.P. Op weinige uitzonderingen na reflecteert het landschap een verland wad met dagzomende hoogwadafzettingen.

De waargenomen morfologie is een gevolg van :

1. menselijke ingrepen zoals dijken, drainagepatroon, ontvening, kleiontginningen, militaire versterkingen en bewoning.
2. natuurlijke effecten ten gevolge van menselijke ingrepen zoals differentiële inklinkingsverschijnselen, dijkdoorbraakeffecten en niet volledig opgevulde kreken ten gevolge van bedijking.
3. de natuurlijke wadmorfologie met oeverwallen en vlakke hoogwadoppervlaktes.



4. de paleotopografie van het Weichseliaan substraat.  
Vooral in de randzone van de kustvlakte staken donken uit Weichseliaan sedimenten opgebouwd uit in het wadlandschap.
5. het mechanisme van zelfvereffening, waarbij steilere hellingen minder steil worden, hoogtes en laagtes minder uitgesproken.

#### 1.2.1. DE DATERING VAN DE LANDSCHAPSVORMEN IN DE POLDERS

De meeste landschapsvormende processen zijn pas opgetreden na de indijkingen. Er moet bij de datering een onderscheid blijven bestaan tussen de menselijk geïnduceerde vormen en de natuurlijke morfologie *sensu stricto*, waarbij niet altijd scherpe scheidingslijnen kunnen worden getrokken.

Zo zijn oeverwalsystemen ten opzichte van schorren reeds bij hun vorming in reliëf gesteld. Na de indijking wordt dit hoogteverschil nog geaccentueerd door differentiële inklinking.

Er worden een aantal historisch-geografische en regionaal geografische "landschappen" onderscheiden op basis van het tijdstip van indijking : het Oudland, het Middelland en het Nieuwland, de Historische Polders van Oostende.

Behalve voor het Middelland kunnen we vrij ontdubbeltzinnig de ouderdom van de oppervlakkige sedimenten afleiden. In het Oudland zijn de oppervlakkige sedimenten gedurende de Duinkerke-II-fase ontstaan, in elk geval vóór de indijking in de 10de eeuw. In het Nieuwland zijn de afzettingen na 1070 ontstaan (Duinkerke-III-fase), waarbij niet uit het oog mag verloren worden dat deze oppervlakte-sedimenten over een vrij lange periode met geleidelijke inpoldering tot stand kwamen (  $\pm$  900j ).

De oppervlakkige sedimenten van de Historische Polders daarentegen werden in een vrij korte periode afgezet ( minder dan 100j ) bij strategische dijkdoorbraken in de zeventiende eeuw. In het Middelland komen zones voor met dagzomende afzettingen uit de Duinkerke-IIIa-fase, doch ook grote gebieden met hoogwadafzettingen uit de Duinkerke-II-fase ( AMERYCKX, 1958 ).



De uitbreiding en ouderdom van deze verschillende oppervlakkige sedimenten zijn in het Middelland niet (overal) te onderscheiden.

Het Oudland, van Houtave-Meetkerke, aansluitend op het NO-deel van het kaartblad Brugge, is naar het oosten begrensd door de Blankenbergse dijk. Deze dijk behoedde de streek tussen Oostende en Sint Pieters van verdere overstromingen.

We onderscheiden enerzijds het Oudland van Stalhille en anderzijds het Oudland van Damme.

De landschapsvormen, ten gevolge van de bedijking, zijn voor het Oudland, na de tiende eeuw ontstaan, voor het Middelland vanaf de twaalfde eeuw en voor het Nieuwland nog later.

Naast het verschil in ouderdom van de verschillende oppervlakkige sedimenten, dient ook nog het morfologische verschil aangestipt. Het Oudland van Stalhille kent vooral in zijn zuidelijke randzone het verschijnsel van de inversieruggen. Zeewaarts vervaagt dit.

Inversieruggen komen eveneens voor in het Oudland van Damme en het Middelland tussen Dudzele en Zeebrugge. Ze ontbreken in het Nieuwland en in de Historische Polders. Hoe jonger de oppervlakkige sedimenten, hoe vlakker het landschap.

Restkreken komen uitsluitend voor in het Nieuwland en het Middelland. Ook het bodemgebruik en de percelering is verschillend tussen de diverse landschappen.

Het Middelland strekt zich enerzijds uit ten oosten van de Blankenbergse dijk, anderzijds binnendijs van Uitkerke tot Moerkerke, met uitzondering van het stuk Oudland rond Damme.

Er bestaan geen duidelijke morfologische en geomorfologische argumenten voor de hypothese dat het gebied ten noorden van Damme niet meer overstroomd zou zijn geweest, terwijl dit in het Middelland wel het geval was.

De enige geologische aanwijzing is de afwezigheid van inverse sequenties met sedimentverzwaring naar onder toe in het gebied rond Damme (typesequentie B). Actueel ligt dit stuk Oudland overigens zeer laag, op 2.5 à 3m O.P.



Bij de vergelijking van de Holocene en oudere wadsequenties dient rekening gehouden met de inbreng van menselijke activiteit.

De menselijk geïnduceerde morfologie is natuurlijk niet terug te vinden in de paleo-morfologische oppervlakken van oudere sequenties.

We benadrukken dat de actuele morfologie een eindfase van een wadontwikkeling reflecteert, waarbij grote gebieden tot schorre evolueerden. Door processen van zelfvereffening en opname in het kunstmatig drainagenet, verdwijnen de meeste negatieve reliëfseenheden ( de kreken ).

Het Land van Saeftinghe is actueel in een ontwikkelingsstadium met uitbreidende schorren, die gelijkenissen vertoont met de eindfase van de opvulling van de kustvlakte.

Dagzomende zandwadafzettingen en getijdegeulafzettingen s.s. komen met andere woorden niet voor in de oostelijke kustvlakte. Enkel de afzettingen, tot stand gekomen in de buurt van de hoogwaterlijn, hebben het vlakke reliëf geïnduceerd. Het actuele reliëf is niettemin door de dieper voorkomende wadafzettingen of de continentale afzettingen beïnvloed.

#### 1.2.2. INKLINKING EN COMPACTIE ALS LANDSCHAPSVORMENDE FACTOREN

De morfologische effecten van het verschijnsel inklinking en compactie op het actuele landschap worden behandeld. Terzelfdertijd wordt summier gewezen op het mechanisme van de volume-vermindering van de sedimenten en sedentaten en op de impact van inklinking en compactie op de mariene evolutie. Het is namelijk van belang om semi-kwantitatief een idee te krijgen over de potentiële inklinking bij de reconstructie van de zeespiegelstanden.

Met inklinking wordt bedoeld de volumevermindering door waterverlies bij verlaging van de watertafel, wat in ons geval vooral na menselijke ingreep plaatsvond.

Fysische rijping betekent eveneens een volumevermindering door waterverlies, maar die reeds actief is tijdens de opslibbing.



De bodem doorliep successief alle stadia van nooit droogvallend over afwisselend overstroming en droogvallen tot sporadische overstromingen, waarbij opeenvolgende rijpingsstadia werden doorlopen.

Met compactie wordt bedoeld de volumevermindering door waterverlies onder het bovenliggend sedimentgewicht. Dit laatste fenomeen gaat zowel gedurende als na de sedimentatie door.

Er dient op gewezen dat zeker bij de eerste fasen van de bedijking, enkel fysisch gerijpte schorren werden ingepolderd. De rijpingstoestand bij indijking bepaalt in grote mate de latere potentiële inklinking.

De inklinking door kunstmatige ontwatering van de klastische afzettingen hangt van een aantal sedimentkenmerken af, zoals van het humusgehalte en van het kleigehalte ( ZONNEVELD, 1960 ). Het zijn die kenmerken die de hoeveelheid gebonden water beïnvloeden.

Het effect van de inklinking hangt in hoge mate af van de oorspronkelijke dikte van het klinkgevoelige sediment ( klei en veen ) en van de diepte van ontwatering. Bij de fysische rijping speelt de plantengroei als wateronttrekkende factor ook een rol.

J.I.S. ZONNEVELD (1960) kwam tot voorspellingen van de inklinking door ontwatering, doch stelde wat betreft het compactieverschijnsel geen kwantitatieve benadering voor.

Voor het oostelijk deel van de kustvlakte konden enkele waarden afgeleid worden voor de bruto effecten van verlaging door inklinking en compactie. Bij de verdere beschouwingen maken we gebruik van het profiel Houtave ( profiel B ). Hierin onderscheiden we de zone waar het veen op Pleistoceen rust en de zone waar mariene kleien onder het veen voorkomen.

We veronderstellen daarenboven dat de veengroei relatief gelijktijdig ophield en dat bij de beëindiging de relatieve hoogteverschillen van het veenoppervlak minder dan 0.5m bedroegen ( hoofdstuk Holocene ).

Nergens in het bestudeerde deel van de kustvlakte werd veen boven het peil  $+2.5\text{m} \pm 0.2$  aangetroffen.



De basis werd zelfs niet boven het peil +2.2m waargenomen. Uitzondering vormt het veen in het uiterste zuidwesten van het kaartblad Jabbeke, door R. PAEPE (1971) beschreven. Op die plaats is de watertafel sterk door het Pleistoceen substraat beïnvloed geweest.

Een ander belangrijk referentie-oppervlak bij de berekening van de inklinkings- en compactiefactor, is de maximale hoogte van de wadafzetting.

Ter hoogte van Houtave bedraagt die  $4m \pm 0.2$  O.P.

Het procentueel belang van de actuele veendikte ten opzichte van de oorspronkelijke dikte, die als bovengrens het peil 2.5m bereikte (100%), werd berekend ( Fig. VI.3. ). Waar de veenlaag op compactiegevoelige kleien ligt, wordt in principe de maximaal bereikbare dikte van het veen berekend. Op de figuren VI.3., VI.4 en VI.5. worden de berekende parameters tegenover elkaar uitgezet.

Modelmatige stellen we dat op één plaats, vanaf het beëindigen van de sedimentatie :

- ABSOLUTE HOOGTE van het oorspronkelijk oppervlak (afgeleid uit het hoogste sedimentatieniveau)
- DIKTEVERLIES van de klei (X)
- DIKTEVERLIES van het veen (Y)

---

= ABSOLUTE HOOGTE van het maaiveld (gekend)

Of (  $4m \pm 0.2$  ) - X - Y = A.H.maaiveld

Deze vergelijking met twee onbekenden X en Y is onoplosbaar.

We stellen een tweede vergelijking voor :

- OORSPRONKELIJKE HOOGTE van het veen (gefixeerd - afgeleid)
- DIKTEVERLIES van het veen (Y)

---

= ABSOLUTE HOOGTE van de actuele veentop (gekend)

De eerste vergelijking is slechts geldig, indien verondersteld wordt dat de diktevermindering van het veen pas optrad na de kleisedimentatie, dus enkel een gevolg zou zijn van inpolderingsverschijnselen.



Op een vrij eenvoudige manier kan het belang van de compactie tijdens de sedimentatie bewezen worden, waardoor we konden aantonen dat Y uit de tweede vergelijking niet helemaal dezelfde betekenis heeft als Y uit de eerste vergelijking.

Plaatsen we voor de zeewaarts gelegen boorpunten de veentop terug op zijn oorspronkelijke hoogte ( +2.5m ) en daarop de actuele kleikolom, dan zouden zelfs sedimentatiehoogtes van +6m en meer bereikt zijn geweest. Dit is gezien de afgeleide maximale hoogwaterstanden onmogelijk.

Het procentueel aandeel dat de kleilaag inneemt van de beschikbare ruimte tussen de maximale hoogwaterlijn en de vermoede oorspronkelijke veentop, werd berekend voor een aantal genivelleerde boringen ( Fig. VI.3. ). Dit percentage is slechts kleiner dan 100 in de landwaartse gebieden.

De geringere ware dikte van de wadsequentie dan de potentiële berekende dikte (\*) is toe te schrijven aan inklinkingsverschijnselen, die in klei tussen de 7 en 30% zouden bedragen.

Waar de veentop niet door erosie werd aangetast, bereikt de procentuele kleidikte 200%. Er bestaat een geleidelijke toename van dit percentage in zeewaartse richting ( Fig. VI.3. ).

De omcirkelde hoge percentages op de figuur komen overeen met geulrandgebieden, waar het veen inzakte en/of gedeeltelijk geërodeerd werd.

De berekende volumeverminderingen van het veen variëren tussen de 40 à 60% van de oorspronkelijke dikte(°). De dikke kleilagen, die zeewaarts het veen bedekken, ontstonden door compactie gedurende de sedimentatie.

De grote dikte van de kleilagen, die het veen bedekken kan niet verklaard worden door aan te nemen dat de veentop lager lag bij de kleisedimentatie.

Een lager liggende veentop zeewaarts zou lagere grondwaterstanden impliceren. Zelfs de oligotrofe delen in de landwaartse gebieden waren niet geheel onafhankelijk van de grondwatertafel.

(\*) Dit is het hoogteverschil tussen het sedimentatie-niveau, overeenkomend met de hoogst bereikte hoogwaterlijn en de top van het veen.

(°) Dit komt tot uiting op figuur VI.4.



Vermits we binnen een zeker fouteninterval de relatie water-tafelhoogte - zeespiegelstand aan konden tonen ( hoofdstuk IV., Zeespiegelveranderingen ) en vermits we de periode van het einde van de veengroei onrechtstreeks konden afleiden, is een lager liggende veentop dan +2.5m bij het einde van de veengroei uitgesloten.

De inklinking, zijnde de vermoedelijke sedimentatiehoogte verminderd met de absolute hoogte, neemt af in zeewaartse richting, ondanks de dikkere veen- en kleilagen ( Fig. VI.3. ).

De sedimenten, die het veen zeewaarts bedekken, bevatten minder compactie- en klinkgevoelige tussenlagen (zand). Bij de inpoldering lag het klinkgevoelige veen hoog genoeg landwaarts om bij de verlaging van de grondwatertafel ontwaterd te worden. Zeewaarts had de watertafelverlaging geen effect op de veenlaag, omdat die door compactie reeds verlaagd werd.

Uit deze beschouwingen volgt dat het veenoppervlak in de landwaartse gebieden hoger kan gelegen hebben dan 2.5m bij het beëindigen van de veengroei.

De compactie onder sedimentgewicht, synchroon met de kleisedimentatie, kan immers niet verwaarloosbaar worden geacht in de landwaartse gebieden. Als we de veentop 30cm hoger veronderstellen, kunnen vergelijkbare procentuele compactie waarden worden afgeleid.

Volgende besluiten werden afgeleid :

Volumeverminderingen tot 40 à 60% van de oorspronkelijke veendikte komen voor ( Fig. VI.4. ).

Compactie, die gelijktijdig met de klei-afzetting optrad, was zeewaarts de dominante factor voor de volumevermindering.

Landwaarts kon de volume-afname ook nog door inklinking na drainage van het veen optreden. Het maaiveld onderging er de belangrijkste verlaging.

Waar het veen extreem hoog voorkomt, bijvoorbeeld te Sint Pieters Brugge, werd de inklinking mogelijks beperkt door de geringe dikte van het veen. Daarnaast speelt ook de samenstelling van het veen een belangrijke rol. De absolute waarde van de inklinking van het veen is niet evenredig met de veendikte ( Fig. VI.5. ).



Na de inklinkingsfase in het Oudland volgden geen mariene inbraken meer. Het geïnduceerde microreliëf zou in hoge mate de bergingscapaciteit en de ontwikkeling van eventuele getijdegeulen gunstig hebben beïnvloed.

Hoe de inklinking zich voordeed gedurende de relatieve transgressiefasen van de laatste 2500 jaar, hangt af van de potentiële drainage in die regressiefasen, dus ook van de afsluitende werking van de kustbarrière.

Ingeval het systeem door getijdegeulen werd ontwaterd, compenseerde de sedimentatie door getijdewerking de inklinking.

Was het systeem afgesloten voor mariene invloed, dan werd het gebied ook niet door geulen ontwaterd. Het ontbreken van algemene tussenliggende venen in de bovenste klastische eenheid bewijst dat vóór de bedijking nooit volledige afsluiting optrad. Archeologen vermoeden dat er te Houtave een Romeins drainagenet bestond, gezien het rechtlijnig karakter van de later gevormde getijdegeulen ( THOEN, 1978 ). Dit kan een verlaging van het veenoppervlak en een dunne kleibedekking voor gevolg hebben gehad, met belangrijke implicaties voor de latere transgressiefasen.

### 1.2.3. MORFOLOGISCHE ENTITEITEN : NATUURLIJKE GEVOLGEN VAN DE INPOLDERING

#### 1.2.3.1. Open of half-verlande kreken

Open of half-verlande kreken zijn ondiepe depressies in een overigens vlak landschap, die in een dendritisch patroon voorkomen. Dit patroon is typisch. Meestal zijn ze met slappe kleien opgevuld. Hun voorkomen is beperkt tot het Middelland, het Nieuw-land en de Historische Polders. Op sommige plaatsen treffen we nog een plas aan in de laagten, zoals bijvoorbeeld de Keignaart(\*).

Deze negatieve reliëfsvormen zijn kreken, die vóór hun volledige opvulling werden ingedijkt. Meestal worden deze depressies dwars afgesneden ter hoogte van de een dijk.

(\*) Historische Polders van Oostende



Langs de andere kant van de dijk bestaat dikwijls een totaal ander patroon. De oorspronkelijke kreken-morfologie is dikwijls gemodelleerd door het proces van zelfvereffening na bedijking. Hierbij wordt materiaal uit de oevers verplaatst naar de bedding onder invloed van het stilstaand water of massabeweging, met netto-verbreding van de geul en terzelfdertijd diepte-afname. De steile oevers worden uiteindelijk tot zachtglooiende hellingen omgevormd. Dergelijke open of half-verlande kreken zijn pas kunnen ontstaan wanneer de dijkbouw dermate geavanceerd was, dat de kreken konden worden afgedamd.

#### 1.2.3.2. Wielen

Dit zijn semi-circulaire depressies. Als ze nog enige morfologische betekenis hebben, zijn ze opgevuld met water en komen ze voor achter een dijk of in de buurt van een dijk. Soms is dit fenomeen enkel te herkennen aan het feit dat de dijk rond de depressie opnieuw gebouwd werd om de overstroming van het achterland tegen te gaan ( Monnikenrede met de Krinkeldijk ? ) Bewoonde wielen met nu nog morfologische effecten zijn zeer zeldzaam in de oostelijke kustvlakte.

Wielen zijn dijkdoorbraak-verschijnselen, waarbij door uitschuring een depressie werd geslagen. Later werd die door zelfvereffening gemodelleerd of ging de vorm volledig verloren door opvulling. Gekende voorbeelden zijn de Duivelsput en het Waalstuk langs de Graafjansdijk ( het Zwin ).

#### 1.2.3.3. Ingeklonken schorregebieden

Deze entiteiten zijn laaggelegen stroken of zelfs zeer platte komvormen, tot op het niveau +2.5m.O.P. De bovengrond bestaat uit klei en er komt altijd veen in de ondergrond voor. Ontveende lage stroken worden hier buiten beschouwing gelaten.

Te Houtave zijn deze zones langgerekte parallel verlopende stroken, tussen de evenwijdig verlopende inversieruggen gelegen.



Tussen Wenduine en Blankenberge is het een aaneengesloten depressie. Ook te Damme komt een min of meer parallel verlopend systeem voor van depressies, dat door de paleomorfologie van het Pleistoceen substraat werd beïnvloed.

#### 1.2.3.4. Kreekruggen en inversieruggen

Onder de term " kreekrug " is in de recente literatuur verwarring ontstaan ( BAETEMAN, 1980 ).

Het ligt in onze bedoeling aan te tonen dat deze morfogenetische eenheid niet zo vreemd is aan het fenomeen " kreek".

Inversieruggen zijn langgerekte ruggen met een zandig substraat tot 1m boven de kommen uitstekend, tot op 4.5m absolute hoogte.

Het hoogteverschil met de omgevende kommen wordt verklaard door differentiële compactie en inklinking ( TAVERNIER et al., 1970 ). De vorming van de inversieruggen hangt dus in hoge mate af van de samenstelling van de ondergrond. De compactie- en zettingsgevoeligheid van zand is verwaarloosbaar ten opzichte van die van klei en veen.

We onderscheiden volgende inversierugtypes :

##### 1. Ruggen tot 200m breed :

Vooraf in de randzone van de kustvlakte komen dergelijke ruggen voor. Ze zijn te associëren met verlandende kreken, die al dan niet evolueerden uit getijdegeulen.

Meestal zijn deze dagzomende sedimenten vrij zandig of komt er slechts een dun kleipakket voor.

Die zandige sedimenten werden afgezet op de migrerende oeverwallen, die in de randzone dermate hoog opgroeiden, dat de schorre met kleisedimentatie niet meer kon doorgaan.

##### 2. Ruggen breder dan 200m

Het betreft een combinatie van oorspronkelijk hoog opgroeiende zandplaten, geëvolueerd uit getijdegeulen en gemigreerde oeverwallen.



In latere fase kwam er op de zandplaten een gesuperponeerd hoogwadsysteem voor met krekten.

Belangrijke brede ruggen worden aangetroffen in het zuidelijk deel van de geul Blankenberge-Brugge. Ook het zuidelijk deel van de rug van Stalhille behoort tot dit type, alhoewel daar een zware kleilaag aan de top voorkomt.

Bepaalde inversieruggen werden extra in reliëf gesteld door ontvening van de omliggende gebieden, zoals bijvoorbeeld ten zuiden van Houtave.

Een aantal van de bestaande inversieruggen hebben een opvallend parallel verloop. We onderscheiden de NZ-tendens met Houtave en de NO-ZW-tendens met Damme en ook Sint Pieters Brugge. In beide gevallen vertonen de inversieruggen een vrij rechtlijnig verloop, hetgeen vrij eigenaardig overkomt, daar deze ruggen geassocieerd waren aan kreek- en getijdegeulpatronen, die normaal dendritisch meanderend zijn.

In het geval van Houtave lopen de kreek- en geulpatronen dwars op de verwachte microtopografie in het Pleistoceen substraat. De algemene helling van het substraat verloopt in noordelijke richting.

Rechtlijnige kreekpatronen worden aangetroffen in gebieden, waar een kunstmatig drainagepatroon onder getijdewerking werd gebracht. Zo vertoont het krektenpatroon in de polders ten noorden van Eeklo een uitgesproken patroon dat de oude percelering volgt en dat ontwikkelde uit een slotenpatroon ( DE MOOR & HEYSE, 1978 ).

Archeologen schrijven het krektenpatroon te Houtave toe aan een oorspronkelijk Romeins drainagestelsel ( THOEN, 1978 ), naar analogie met voorbeelden uit Nederland.

Geologisch en geomorfologisch zijn tegen deze hypothese weinig argumenten in te brengen.

De drainage van het veenlandschap veroorzaakt een volume-vermindering met bodemdaling, waardoor de mariene invloed zelfs onder constante zeespiegelstand zich verder landinwaarts kan uitbreiden. Het meanderend karakter van de krekten komt evenwel niet noodzakelijk uit het verloop van de inversierug tot uiting.



Zo'n rug komt immers overeen met een lateraal gemigreerd oeverwalstelsel en niet met de toestand op een bepaald ogenblik. De kreek nam gedurende zijn evolutie niet noodzakelijk de volledige oppervlakte van de latere inversierug in.

Het parallel verloop van de kreekruggen ter hoogte van Damme en Sint Pieters Brugge kan toe te schrijven zijn aan een overerving van een bestaand drainagepatroon, zoals te Houtave bijvoorbeeld.

Er zijn aanwijzingen dat die oriëntatie beïnvloed werd door de microtopografie van het Pleistoceen substraat. Deze vertoont een afwisseling van ruggen en depressie, met hoogteverschillen van minder dan 0.5m en met een NO-ZW oriëntatie, parallel aan het geulenpatroon.

De microtopografie van het substraat heeft de dikte van het veenpakket mee bepaald. Het Pleistoceen komt in beschouwde stroken vrij hoog voor, in de buurt van de kritische maximale veen uitbreidingshoogte. De evolutie wordt op figuur VI.6. weergegeven.

Die zandige Pleistocene ruggen met in bepaalde gevallen een dunne veenbedekking, zijn beter erodeerbaar door geulwerking dan veenplaten, waardoor het oorspronkelijke ruggenpatroon kon gefixeerd worden.

Waar de kreek zich niet zo diep insneden, is na de compactie en inklinking de zone met dikker veen- en kleipakket dieper ingezakt dan het gebied met kreek sedimenten zijnde zand en klei, rustend op Pleistoceen zand.

De grotere structuren, zoals de overdekte zandplaten hebben zich nooit boven de gemiddelde hoogwaterstand uitgestrekt. In principe zijn ze ook het gevolg van de laterale wijzigingen bij de getijdegeulopvulling.

Op die zandplaten ontwikkelden er zich kreek systemen, met analoge oeverwalverschijnselen.

Hoge zandplaten kunnen aanvankelijk ontstaan zijn tussen belangrijke eb- en vloed scharen.

In de omgeving van Houtave (\*) en ten noordwesten van Damme werden boringen uitgevoerd op kreek ruggen, die veen in de ondergrond bevatten.

(\*) Gegevens en lokalisatie werden mondeling vertrekt door C. VERBRUGGEN & F. VERHOEVEN (1984).



De bovenliggende sequentie is meestal zandig met een dun kleidek. Het contact tussen het zand en het veen is erosief. Op het eerste gezicht zijn die gegevens contradictorisch met de algemeen gekende inversiehypothese die door R. TAVERNIER et al. (1970) in diverse publicaties naar voor werd gebracht en waar de inversie werd toegeschreven aan het ontbreken van veen in de ondergrond.

Na volledige verlanding verschillen de kreeksequenties vooral van de schorresequenties door hun zandig karakter. Het zand heeft een betere drainagecapaciteit dan de klei en verwaarloosbare inklinkingsmogelijkheden. De opslibbingshoogte van oeverwallen kan gelijk of hoger zijn dan die van de schorre. Bij de bedijking wordt van deze begintoestand vertrokken. Bij de inpoldering wordt de watertafel kunstmatig verlaagd door de aanleg van een oppervlakkig drainage-systeem (sloten). Dit drainagepatroon werd niet aangelegd in de zones met zand in de ondergrond. Die stroken vereisten immers door hun zandig karakter ook geen ontwatering. De ontwatering is de oorzaak van de inklinking, die vooral in de klei het grootste volumeverlies doet ontstaan. Slechts als de ontwatering voldoende diep reikt, wordt ook het veen gedraineerd en kan de inklinking nog belangrijker worden.

Het ontbreken van de oppervlakkige drainage in de zandige zones verhindert een diepe ontwatering, zodat de opgevulde kreek met veen in de ondergrond in reliëf blijven staan tegenover de diep gedraineerde klei op veengebieden. Het veen onderging er dan ook minder inklinking, waardoor het dikwijls dikker kan zijn dan onder de kleipakketten.

#### 1.2.3.5. Donken

Pleistocene opduikingen met dagzomende zanden worden in de kustvlakte lokaal aangetroffen. Ze liggen hoger dan +4m. De dagzomende sedimenten bestaan soms uit gebroken gronden (\*).

(\*) P2 en P4-gronden op de Bodemkaart van België



Oorspronkelijk zijn donken resten van ruggen, die parallel verlopen met meer zuidwaarts voorkomende dekzandruggen, dus met O-W tot WNW-OZO richting. De vorm van het donk hangt af van de latere erosie door getijdegeulen.

Op bepaalde plaatsen worden donken onderscheiden, die eigenlijk niet dagzomen. Het betreft Pleistoceen substraat, dat boven het veenoppervlak is blijven uitsteken en dat door de bovenste klastische eenheid werd bedekt.

Aan de hand van deze overdekte donken kunnen we de oorspronkelijke rug reconstrueren.

In bepaalde gevallen worden donken geïnterpreteerd als hoog voorkomende wadzanden, de zogenaamde kreekruggen ( Bodemkaart ). Dit is ondermeer het geval ter hoogte van het Kasteel Ten Berghe, te Koolkerke ( Fig. V.3. ).

De echte Pleistocene donken komen vooral in de randzone van de kustvlakte voor. Op het kaartblad Brugge onderscheiden we de donk van Kasteel ten Berghe, die tot +5m hoogte reikt.

De Donk van Den Hoorn, Moerkerke heeft nog duidelijk de langgestrekte ruggen-structuur. De uitbreiding van donken in het veenlandschap, vóór de mariene ingressies van de laatste 2000 jaar is beduidend groter geweest.

De overdekte donken kunnen zich nu nog in het landschap manifesteren als afzonderlijke morfologische entiteiten. Zo onderscheiden we de asymmetrische rug van Meetkerke ten noorden van de Moeren. De steile zuidelijk zijde, met 2m hoogteverschil, is door ontvening ontstaan. Ze komt min of meer overeen met de oorspronkelijke topografie van het Pleistoceen.

De hoogste kam omvat de Pleistocene opduiking, bedekt met een dun pakket hoogwadafzettingen. De zwakhellende noordrand is ontstaan door differentiële klinkverschijnselen. Naar het noorden toe neemt immers de kleilaag, die de zandwadafzettingen bedekt in belang toe en dus ook de potentiële inklinking.



#### 1.2.3.6. Vlakke gebieden

Met hoogteligging tussen 3 en 4m O.P. : de hoge vlaktes.

Uitgestrekte vlaktes komen voor landwaarts aansluitend bij de brede inversieruggen. Zo onderscheiden we de vlakte van Vlissegem-Nieuwmunster en de vlakte van Blankenberge-Meetkerke-Dudzele.

In deze hoge vlakke zones bestaat het sediment aan de oppervlakte uit klei, die overgaat naar onder op lichter materiaal. In het zuidwestelijk deel van de vlakte van Blankenberge-Meetkerke-Dudzele heeft het kleipakket een belangrijke dikte, tot 3m. Op andere plaatsen wordt zelden een dikte van 1m overschreden. Lager of hoger gelegen zones hebben niet noodzakelijk lithologisch verschillende sequenties.

De vlakte van Blankenberge Meetkerke Dudzele is uit een zandwad of zelfs getijdegeulgebied ontwikkeld, dat een evolutie heeft doorgemaakt tot hoogwad. De oppervlakte-sedimenten komen overeen met die van een vrij vlak schorregebied, dat uiteindelijk ook over vroegere geulen uitbreidde. Het krekengebied, dat in dit slikke schorre-gebied bestond, kon niet gereconstrueerd worden.

Het komt evenmin in de morfologie tot uiting.

De oppervlakkige drainage gebeurde oorspronkelijk via de restkrekken. De vlakte Blankenberge-Meetkerke-Dudzele werd doormidden gesneden door de Blankenbergse dijk. Het Oudland en het Middelland zijn op die plaats morfologisch niet van elkaar te onderscheiden.

In de kustnabije gebieden heersten de meest energierijke omstandigheden ter hoogte van de zeegaten. Daar komen hoge zandplaten voor, die geassocieerd kunnen worden aan de binnendelta, de strandafzettingen enzovoort. Voorbeelden hiervan zijn terug te vinden in het Zwin (tegen de monding aan) in het mondingsgebied van de Bredene-geul en in de strook tussen Wenduine en De Haan, ten noordoosten van de binnenduinen van Vlissegem.

#### De polderrandvlaktes (\*)

Dit zijn relatief hooggelegen vlaktes, tegen de landwaartse polderrand gesitueerd, vooral waar de Pleistocene zandrug vrij geleidelijk oprijst.

(\*) Te vergelijken met de transgressievlakten van L. ALLEMEERSCH (1984).



Het zijn gebieden waar de getijdegeulwerking vrijwel uitgesloten was door de landwaartse positie. De energie in het wadmilieu was er enkel bij stormen belangrijk.

Deze vlakte is gekenmerkt door de afwezigheid van veen in de ondergrond. De bovenlagen bestaan uit gebroken gronden of overdekt Pleistocene gronden ( zie Bodemkaart van België ). Tussen Damme en Sint Kruis komt een dergelijk gebied voor. Tussen Brugge en Jabbeke helt het Pleistoceen substraat veel belangrijker. Daar is de maximale veen-uitbreiding en de maximale polder-uitbreiding nagenoeg gelijklopend. Ten westen van Jabbeke en ten zuiden van de vaart Oostende-Brugge strekt zich een tweede randvlakte uit. Ook in de omgeving van Den Hoorn tot Vijvekapelle onderscheiden we een polderrandvlakte.

In al deze gebieden ligt het Pleistoceen substraat hoger dan +2.5m, behalve onder sommige opgevulde kreken.

#### 1.2.4. RECHTSTREEKSE MENSELIJKE INGREPEN

##### 1.2.4.1. Morfologische effecten van de ontvening

Ontvening gebeurde vooral over grote oppervlakken in de landwaartse gebieden van de algemene organische eenheid ( oppervlakteveen ). Daar lag het veen ondiep, wat de exploitatie ervan gemakkelijk maakte. De geringere dikte van het veen speelde hierbij een ondergeschikte rol.

Veenontginning heeft morfologische effecten tot gevolg. Meestal werd een restveen van enkele centimeter overgelaten, en werd de rest later bedekt door de eerder verwijderde klei.

Kleine veenmuurtjes, aangetroffen in de ontsluitingen getuigen eveneens van ontvening. Bovendien is het bovenste contact van de veenlaag en de erop liggende klei na ontvening vrij scherp ( ontsluiting Jabbeke ).

In de normale evolutie komt eerder een geleidelijke overgang voor.



Waar grote veenoppervlakken ontgonnen werden, is het morfologisch onderscheid met de ingeklonken schorredepressies onduidelijk. Soms vertoont het oppervlak een uitgesproken bultigheid. Meestal verlopen de randhellingen vrij geleidelijk. Onregelmatige depressies in meer noordelijke veengebieden zijn het gevolg van lokale minder systematische veen en/of kleiontginningen.

Ten noorden van Damme werden nog enkele ontveende gebieden aangetroffen, die niet op de bodemkaart vermeld staan. Ter hoogte van Sint Pieters Brugge, in het Oudland, zijn sporen van ontvening waargenomen. De bedekkende kleilaag werd evenwel vóór de bedijking door hernieuwde mariene overstromingen beïnvloed. De ontvening moet er reeds in de Romeinse periode zijn doorgegaan.

#### 1.2.4.2. Morfologische effecten van uitbrikken

Kleiontginning van de bovenste klastische sequentie heeft dezelfde morfologische effecten als ontvening. Het oppervlak wordt verlaagd.

Dikwijls echter zijn de randzones van de uitgebrikte zones steilrandig tot taludvormig zoals ten noorden van Stalhille.

De verklaring hiervoor is dat de kleiontginning er vrij recent plaatsgreep.

In bepaalde kleiontginningen komen nu ondiepe plassen voor. Ontvenings- en uitgebrikte gebieden staan op de Bodemkaart van België weergegeven.

De moeren van Meetkerke komen overeen met een ontveend gebied. In de Moeren werd echter opvallend weinig of geen klei op de veenontginning terug gestort, in tegenstelling tot de meer westelijk gesitueerde ontginning van Houtave-Stalhille. Dit zou kunnen betekenen dat er geen klei op de veenlaag werd afgezet ingevolge het hoog opgroeien van het veen, zoals door vroegere onderzoekers werd gesuggereerd (AMERYCKX, 1953, 1958). De moeren van Meetkerke onderscheiden zich bovendien van de traditionele ontveende gebieden door het ontbreken van veenresten.



Uit het bewaard Holocene bodemprofiel in het Pleistoceen substraat ontwikkeld, kunnen we afleiden dat de basis van het veen op 1.8 tot 2.2m O.P. voorkwam. In meer westelijke ontveningen was deze veenbasis meestal lager gelegen.

Nergens in de oostelijke kustvlakte werd vooralsnog kustveen aangetroffen hoger dan +2.7m O.P. Dergelijke hoge basisniveau's worden naar het westen toe niet meer bereikt.

Ter verklaring van de Moeren is het van belang te weten dat het gebied achter een Pleistocene opduiking gelegen is. Deze langgerekte rug is enkel doorbroken ter hoogte van de overgang tussen het kaartblad Brugge en Houtave. Overal is de opduiking nog bedekt door een dunne laag klastische mariene sedimenten. Veen is er nooit tot ontwikkeling gekomen. Zowel ten oosten als ten westen van de Moeren komt op het veen klei voor. De dikte van de turflaag, waar deze niet ontveend werd, bedraagt zelden meer dan 0.5m.

Er zouden in de Moeren geen Duinkerke-afzettingen tot stand zijn gekomen, doordat het veen tot boven de hoogwaterlijn opgegroeid was tot gebombeerd hoogveen ( AMERYCKX, 1953 ).

Volgens C. VERBRUGGEN ( mond. meded ) zou er in de kustvlakte geen gebombeerd veen voorgekomen zijn, dat volledig van de grondwatertafel onafhankelijk was ( BAETEMAN & VERBRUGGEN, 1979 ).

Gezien de hoge positie van de basis van het veen, verwachten we een relatief late veenouderdom. Door de nabijheid van het oprijzend Pleistoceen substraat ( Fig. VI.7. ) en de ligging achter een dekzandrug, zal de beginnende veenvorming vroeger zijn opgetreden dan het tijdstip waarop de zeespiegelstand dergelijke hoogtes bereikte.

In principe kan er door het relatief vroeg vervenen, rekening houdend met de potentiële groeisnelheid van het veen, een dikke veenlaag tot stand komen. Deze zou echter tot 4.5m moeten opgegroeid zijn om gedurende de Duinkerke-II-fase niet te overstromen.

De ombrotrofe gebombeerde hoogveengroei hoeft niet noodzakelijk gepaard te gaan met een laterale veenuitbreiding.



Op de noordelijke zandige Pleistocene opduiking (+2.7m) was de watertafel evenwel te laag om initiële laagveenvorming toe te laten.

In de afgesloten depressies van de dekzandrug, meer zuidwaarts, ontwikkelden evenmin dikke hoogveenlagen.

Bij de eerste belangrijke mariene transgressie groeide het veen dermate hoog op, dat overstromingen misschien wel plaatsgrepen, doch weinig klastische sedimentatie veroorzaakten. De veengroei is door de aanvoer van brak tot zout water beëindigd.

## 2. MORFOLOGIE VAN HET RANDGEBIED BUITEN DE KUSTVLAKTE

### 2.1. INLEIDING

Een kartering werd uitgevoerd van het kaartblad Brugge, aangevuld met het noordelijk deel van het kaartblad Loppem, dat zich in het Zuidbrugse dallandschap bevindt.

De indeling in testgebieden gebeurde onder andere op basis van de morfologische eigenheid van de zones. Op de situeringskaart VI.1. worden de morfologisch homogene eenheden, die behandeld werden, gelokaliseerd.

De problematiek van de geomorfologie van de randzone sluit nauw aan bij die van het geomorfologisch gekarteerde gebied van Eeklo ( DE MOOR & HEYSE, 1978 ).

Vermits onze aandacht zich voornamelijk toespitste op de morfologie van mariene oorsprong, werd geen fundamenteel geomorfologisch onderzoek in de randzone uitgevoerd en is de gepresenteerde kartering vooral een toepassing van gekende inzichten op de beschikbare morfografische en geologische gegevens.

De karteringstechniek in die zone sluit dan ook aan bij de principes aangewend bij de geomorfologische kaart.

Morfografische detailkartering in dit sterk geurbaniseerd gebied was niet altijd mogelijk en kon in vele gevallen slechts zeer schematisch worden weergegeven.



## 2.2. MORFOLOGISCHE ENTITEITEN

### 2.2.1. DE ZUIDBRUGSE DEPRESSIES

We onderscheiden de depressie van Trudoledeke-Beversveld en de Wulgenbroeken.

Deze komvormige depressies bevinden zich tussen de peilen +4.5m en 5.5m ten zuiden van de rug van Assebroek.

De oppervlakte sedimenten bestaan uit veen en kalkgyttja in de depressie van Trudoledeke. De depressie Wulgenbroeken is opgevuld met klei en verschilt dan ook genetisch van de depressie van Trudoledeke.

Beide depressies hebben zich gevormd op het fluvioperiglaciar opvullingsvlak van het Weichseliaan.

In de lage depressies heersten lacustriene omstandigheden, vanaf het Bölling interstadiaal. Mergelachtige afzettingen kwamen tot stand, allochtoon materiaal werd niet aangevoerd.

De lacustriene fase eindigde na het Alleröd ( VERBRUGGEN, 1971 ).

Het kunstmatig afwateringssysteem werd naar het westen gericht en in verbinding gesteld met het doorbraakdal van Steenbrugge ter hoogte van het actuele Sint Lucas ziekenhuis.

In de depressie van Wulgenbroeken kwam geen kalkgyttja tot ontwikkeling. Deze laagte kende immers constant fluviatiele impact.

### 2.2.2. NOORD-ZUID GERICHTE LAGE RUGGEN

De depressie van Trudoledeke-Beversveld wordt in twee delen gesplitst door een lage rug (+5m).

De westelijke begrenzing van de laagte bestaat uit een analoge rug, namelijk de rug van Ter Lievenstede.

De oppervlakkige sedimenten van die ruggen zijn meestal opgebouwd uit de eenheid DK. De lemige en kleiige facies van de eenheid ALL komen meestal niet voor onder deze ruggen, wel worden belangrijke zandpakketten in de ondergrond aangetroffen.

De ruggen reflecteren daarenboven de topografie van het onderliggend substraat niet. Ze kunnen beschouwd worden als lage interfluvia van laat Pleniglaciale en Tardiglaciale fluviatiele



systemen. Ze bestaan grotendeels uit oudere fluvioperiglaciaire zanden.

De rug van Stokveld neemt een afzonderlijke plaats in tussen voornoemde ruggen. Eolische genese is er uitgesproken. Deze rug is ZO-NW gericht en is een dekzandrug, die vóór het hoofdfrent ligt, op een plaats, waar het substraat dominant zandig is (\*).

### 2.2.3. DE SAMENGESTELDE OOST-WEST VERLOPENDE RUG TER HOOGTE VAN BRUGGE

Deze morfologische entiteit, dikwijls kortweg "de dekzandrug" genoemd, is samengesteld uit een aantal parallelle brede asymmetrische ruggen, waarbij de hoogste rug zich meest zuidelijk uitstrekt.

De dagzomende sedimenten behoren tot de eenheid DK, behalve in enkele afgesloten tussenliggende depressies.

Op het kaartblad Brugge onderscheiden we volgende subentiteiten, waarvan hun lokalisatie weergegeven is op figuur VI.1.

#### 1. Het zuidwestelijk deel van het kaartblad Brugge.

De ruggen liggen op de noordelijke helling van de rug van Sint Andries.

##### 1.1. De rug van de Hoge Weg

Dit is in feite een oost-west verlopend vervlakkingsniveau op  $\pm 8$  m O.P.

##### 1.2. De Lege Weg depressie

Tegen de zuidelijke randzone van het vervlakkingsniveau van de Hoge Weg, komt een vochtige zone voor, waarin zelfs een beek naar het oosten tot ontwikkeling kwam, aansluitend bij de Laenebeek en het beekstelsel te Brugge.

##### 1.3. De rug van de Gistelsteenweg

Het is de belangrijkste asymmetrische rug met lange zwakhellende noordflank en korte, iets steilere zuidelijke helling.

(\*) De morfologische entiteit in de omgeving van Loppem worden in het testgebied Zuidbrugse dallandschap behandeld ( Fig. X.1. ).



#### 1.4. De vallei van de Boterbeek

Ten noorden van de rug van de Gistelsteenweg, heeft zich een beekdal ontwikkeld, dat ten zuiden van Brugge in het doorbraakdal van Brugge uitmondt.

Het oost-west verlopend patroon van de depressies en ruggen komt duidelijk tot uiting op de Bodemkaart van België in de vochtigheidsklassen.

Niettegenstaande tot tegen de hoogste oprijzing van het Tertiair ( de rug van Sint Andries - Beisbroek ) eolische afzettingen voorkomen, beschouwen we deze rug bij de erosieve fluviatiele vormen.

De ruggen in het zuidwestelijk deel van het kaartblad Brugge zijn in feite gesuperponeerde microreliëfsvormen op de erosieve rug van Sint Andries-Beisbroek.

De depressies verschillen van die ten oosten van Brugge door hun langgerekte vorm, in plaats van de afgesloten ovale vorm, kenmerkend voor oostelijke laagtes.

#### 2. Het oostelijk deel van het kaartblad Brugge

Op planvorm zijn een aantal depressies te herkennen tot op het peil 5 à 7m O.P. namelijk de depressie van het Julien Saelensplein, de depressie Gemene Weide en de depressie het Doolhof. Slechts in de depressie Doolhof werd een dunne veenlaag aangetroffen, die gedurende het Alleröð gevormd werd en sindsdien niet meer overstoven werd. ( VERBRUGGEN, 1971 ).

Deze depressies situeren zich opgelijnd tussen twee hoofdruggen. Tussen de depressies komen hoger gelegen zones voor, die eigenlijk tot geen van beide hoofdruggen mogen worden gerekend.

##### 2.1. De rug van Assebroek

Deze asymmetrische rug is tot 10m hoog en heeft een uitgesproken zuidflank. De noordflank helt zeer geleidelijk en onregelmatig.

De rug van Assebroek vormt de noordelijke begrenzing van de depressie van Trudoledeke. Ten westen van het doorbraakdalensysteem van Steenbrugge is de rug minder hoog en vormt de rug van het Boudewijnpark.



Ten westen van de Kerkebeek loopt de rug van Assebroek uit tegen de oostflank van het oprijzende Tertiair substraat van de rug van Sint Andries.

## 2.2. De rug van Sint Kruis

Deze komt ten noorden van voornoemde depressies voor.

Ze is veel minder uitgesproken dan de rug van Assebroek. De zuidelijke helling verloopt geleidelijk, de maximale hoogte bedraagt 8m. De noordelijke flank helt zeer geleidelijk naar de kustvlakte toe.

Het Maleveld is een zeer laag gelegen randvlakte rond +5m O.P. die buiten mariene invloeden is gebleven.

Een versneden ruggensysteem in Brugge Centrum sluit aan bij deze rug van Sint Kruis. Hierop wordt bij de bespreking van het dalensysteem in Brugge centrum verder op ingegaan.

Over de eolische genese van het ruggensysteem tussen Gistel en Stekene, waartoe de ruggen ter hoogte van Brugge behoren, is geen discussie mogelijk ( VERBRUGGEN, 1971 ; DE MOOR & HEYSE, 1974). De aanwezigheid van Bölling veenlagen in de ondergrond (\*) toont onomstotelijk aan dat na het Bölling interstadiaal nog belangrijke eolische werking optrad.

Het feit dat Bölling veenlagen geïntercalleerd liggen in een eolisch complex illustreert meteen dat ook reeds vóór dit interstadiaal belangrijke eolische werking zich moet hebben gemanifesteerd.

### 2.2.4. DE DALEN DOORHEEN DE DEKZANDRUG

Voor een gedetailleerd beeld, verwijzen we naar het testgebied Zuidbrugse dallandschap.

We onderscheiden het dal van de Kerkebeek en het dalencomplex van Steenbrugge.

De Kerkebeek mondt ter hoogte van het Minnewater uit in de Reie-Waardamme. Deze laatste maakt deel uit van het dalencomplex van Steenbrugge.

(\*) uit pollenanalyses en  $C_{14}$ -dateringen



Belangrijk voor de behandeling van de actuele morfologische situatie is dat Holocene alluvia afgezet werden op Holocene venen. Deze opvulling, gepaard gaande met het ontwikkelen van een vlak verlopende dalbodem wordt aldus tot het Holoceen gerekend, terwijl het dal reeds in het Tardiglaciaal kon gemodelleerd zijn.

#### 2.2.5. HET DALENSYSTEEM BINNEN DE BRUGSE OMWALLING

Heel wat auteurs hebben zich reeds gebogen over de hydrografie van Brugge ( DE SMET, 1949 ; RYCKAERT, 1972, 1978, 1983 ; COORNAERT, 1973 ; KOCH, 1962 ; DUCLOS, 1910 ; NOTRE DAME, 1975 ).

Het probleem is zeer complex en hoofdzakelijk door de late-re urbanisatie moeilijk te bestuderen.

Een gedetailleerde morfografische opname werd voor Brugge in de mate van het mogelijke verwezenlijkt. Hiertoe maakten we ondermeer gebruik van kaarten op schaal 1/5000 van het Ministerie van Openbare werken.

De morfologie van het stadscentrum omvat ruggen, beekdalen en onregelmatige hoger gelegen zones.

Aansluitend bij de rug van de Gistelsteenweg ligt de rug van de Smedenstraat - het Zand - de Steenstraat, die het westelijk deel van Brugge domineert.

Deze rug wordt ter hoogte van het Zand en de Markt onderbroken door respectievelijk de al danniet kunstmatige Speelmansrei en de Kraanrei.

Verder onderscheiden we de rug van Stuyvenberg, aansluitend op de rug van Sint Kruis, de hoogte van de Braamberg en de Malleberg, die aansluit bij de rug van de Steenstraat, waartussen de Reie verloopt, volgens A.C.F. KOCH (1962) als een gegraven molenbeek.

Op de geomorfologische kaart VI.2. wordt onder andere de evolutie van het fluviatiel stelsel te Brugge geschetst. Hierbij steunden we ons op louter morfologische argumenten, aangevuld met de beschikbare boor-, ontsluitings- en litteratuurgegevens.

Wat de genese van het dalensysteem betreft, kunnen twee visies naar voor worden gebracht.



Enerzijds wordt aangenomen dat de dalen reeds gefixeerd waren vóór de belangrijke eolische fase van de Bölling periode ( Tardiglaciaal ). In dit geval is het niet uitgesloten dat smalle dalen tussen hoge duinmassieven verliepen.

De vrij belangrijke uitbreiding van de Post-Bölling eolische zandrug doet evenwel vermoeden dat, zelfs al liep een oorspronkelijk beekdal onder de rug van het Zand - de Gistelsteenweg, dit fluviatiel stelsel sterk door de eolische werking werd beïnvloed. Het fluviatiel stelsel werd aldus gedirigeerd naar de laagste delen tussen de eolische massieven.

Anderzijds kunnen de dalen pas gefixeerd zijn na de ultieme eolische fasen, waardoor de beken de weg van de minste weerstand kozen ten opzichte van de onstane dekzandruggen.

In dit opzicht verwachten we dat het fluviatiel systeem doorbraken doorheen de lagere delen van de dekzandrug forceerden, ten oosten van Brugge.

Ten zuiden van de rug van de Smedenstraat - het Zand - de Steenstraat komt het laaggelegen gebied van de Oost- en West Meers voor. De Malleberg, de Braamberg, de Stuyvenberg, de rug van het Zand en de kleinere verhevenheden in Brugge Centrum liggen op ruimschoots voldoende hoogte om nooit door de mariene Holocene activiteit te zijn aangetast.

Het topografisch oppervlak te Brugge ligt nergens lager dan +5m O.P. Gezien de alluvia bezuiden Brugge lager liggen dan +5m, betekent dit evenwel dat niet overal de werkelijke hoogte wordt waargenomen.

De Malleberg komt als het ware als een hellingsvermindering van de zuidelijke rand van de Braamberg over.

De Markt helt duidelijk in oostelijke richting, naar de plaats waar de Kraanrei zich bevond. Deze laagte ligt echter nog altijd boven het peil +7m.

Het is opvallend dat waterlopen met uiterst gering debiet kunnen voorkomen op een plaats waar de rug het hoogst is, terwijl oostwaarts lagere zones liggen ( tussen de Stuyvenberg en de Malleberg ).

Er dient een onderscheid gemaakt tussen de oost-west gerichte beeksystemen en de noord-zuid gerichte as.



De oost-west gerichte natuurlijke stelsels ( de Assbroekse beek, de Boterbeek en de Laenebeek ) zijn pas gevormd na de definitieve modellering van de dekzandrug.

De dalflanken bestaan over het algemeen uit die ruggen zelf. Het zijn meestal onbelangrijke beekstelsels. Enkel van de Boterbeek kan het natuurlijk karakter ondubbelzinnig worden aangetoond uit de thalwegmorfologie.

Op basis van de beschikbare morfografische argumenten lijkt de hypothese van A.C.F. KOCH (1962) de meest waarschijnlijke althans voor het zuidelijk deel van Brugge tot aan de Molenbrug. Wij vermoeden dat de natuurlijke loop van de Reie vanaf het Minnewater ten noorden van de rug van de Kathelijnestraat verliep in noordoostelijke richting.

In dit opzicht liep wellicht de Boterbeek in de Oost en West Meers een natuurlijke depressie ten zuiden van de belangrijkste eolische rug en sloot waarschijnlijk aan op de Reie via de Zonnekemeers.

De hoogteligging van het noordoostelijk deel van Brugge (5.7m) liet geen getijdewerking toe (+4.5m maximaal) behalve gedurende uitzonderlijke stormvloed. Daarbij dient rekening gehouden met het feit dat de zeespiegelstand tussen de relatieve transgressiefasen niet daalde, hoogstens werd de verhoging vertraagd.

Vanaf de periode dat het wad het uiterste noorden van Brugge bereikte, reeds vóór de Romeinse invloed, werd de Reie gecapteerd door de kreken, eventueel door getijdegeulen.

Er dient rekening gehouden met de kunstmatige ophoging door de stadsontwikkeling. Dit wordt geïllustreerd in het hoogtelijnenpatroon buiten de stad. Op basis hiervan vermoeden we dat de gemiddelde verhoging tot 1m kan bedragen.

Ook de hoogte van de Holocene alluviale opvulling van de beekdalen ten zuiden van Brugge bewijst dat er in Brugge zones moeten geweest zijn lager dan +5m O.P. gelegen.

Uit de actuele morfologie leidden we af dat het bekensysteem min of meer het traject volgde dat door A.C.F. KOCH (1962) werd voorgesteld als een krekengebied.



Het meest noordoostelijk deel van Brugge bestond evenwel uit eolische dagzomende lagen.

Ter hoogte van de Stuyvenberg was het traject van de Reie nagenoeg identiek met dat van de actuele Lange Reie.

Gedurende de Duinkerke-I-fase drong het getij in de kustvlakte binnen op plaatsen lager dan +3m O.P. en heeft Brugge centrum niet bereikt.

De Reie sloot bij het krek- en geulenstelsel van Fort-Lapin aan. Gedurende de Duinkerke-II of -III-fase is de verbinding met het Zwin ( de Scheure ) tot stand gekomen.

We vermoeden een oorspronkelijk natuurlijke verbinding tussen de Reie in het noordoosten van Brugge en de geul van Damme.

De indijking heeft de waterhuishouding totaal gewijzigd. Kanalen werden voor ontwatering en scheepvaart gegraven o.a. het Oud Zwin en de rechtstreekse verbinding met Damme.

#### 2.2.6. DE RUG VAN SINT ANDRIES

De rug van Sint Andries is gekenmerkt door het hoog voor- komend Tertiair substraat. De rug helt geleidelijk naar het noorden. Op deze helling komen gesuperponeerd de eolische rug van de Gistelsteenweg voor en de vervlakking van de Hoge Weg. De noordwaartse helling naar de actuele kustvlakte toe moet reeds bestaan hebben vooraleer de Eem aan zee zijn maximale zeespiegelstanden bereikte.

De helling boven het peil +2m heeft als dusdanig niets met mariene invloed te maken. Deze rug beschouwen we enigszins als " structureel " door de aanwezigheid van erosieresistente zandsteenbanken en kleilagen.

Het bovenste deel bevat fluviatiel kwartaal restgrint.

De rug van Oostkamp en de rug van Oedelem hebben een analoge genese.



## HOOFDSTUK VII : BESLUITEN

De studie van de Kwartairgeologische gesteldheid in de zuidelijke uitbreiding van het oostelijk deel van de Kustvlakte stelde ons in staat twee mariene interglaciale sequenties te onderscheiden. Enerzijds komt de Holocene sequentie voor, opgebouwd uit wad- en lagunaire afzettingen onderbroken door organische lagen. Anderzijds troffen we Eemiaan sequenties aan, samengesteld uit open mariene en wadafzettingen.

Een vergelijkende studie tussen die mariene sedimentsequenties drong zich dan ook op, zowel vanuit stratigrafisch, sedimentologisch als paleogeografisch oogpunt.

Voor de paleogeografische reconstructie van mariene fasen is het van belang veranderingen van de zeespiegelstanden te kunnen afleiden ook uit sequenties die niet noodzakelijk absolute dateringen toelaten. Zo slaagden we erin de zeespiegelstanden in het Eemiaan te reconstrueren uit de sequenties in de testgebieden. (figuur IV.5.)

De basisgegevens voor de deductie van de paleo-zeespiegelstanden en-veranderingen omvatten de granulometrische kenmerken, de sedimentaire structuren, de mollusken-inhoud en de areale en verticale verspreiding van de lithologisch homogene eenheden. Een inventaris van de Kwartaire sedimenten uit het studiegebied diende te worden opgemaakt. Hierbij werd zowel beschrijvend als karterend te werk gegaan. Aan de hand van de lithologische en sedimentologische karakteristieken leidden we de sedimentatie-omstandigheden af. Op die manier bepaalden we de areale, verticale en stratigrafische positie van de paleomilieu's hetgeen kon leiden tot de paleogeografische reconstructies.

Bepaalde sedimentatieniveau's liggen gesitueerd op kritische hoogtes ten opzichte van de zeespiegelstanden en uit de wijzigingen van de sedimentatie-omstandigheden kunnen zeespiegelveranderingen worden afgeleid. In principe steunt de reconstructie van de zeespiegelstanden op de relatie tussen de zeespiegelstand, de grondwatertafel en de specifieke sedimentatiehoogte. Een andere hoofdvoorwaarde is de dateerbaarheid van de indicator.



De reconstructie van de zeespiegelveranderingen gebeurde voor de Holocene sequenties volgens drie afzonderlijke dateringmethoden, namelijk op basis van beschikbare C14 dateringen, op basis van de pollenzoneringen en volgens een relatieve tijdschaal. Enkel de laatste twee methodes zijn toepasbaar op de Eemiaan sequenties.

In deze studie proberen we vooral de gemiddelde hoogwaterlijn af te leiden op basis van de absolute hoogteligging van de basis en de top van veenlagen in de Kustvlakte en op die van bewoningsniveau's. Daarnaast steunden we op de identificatie van specifieke sedimentatieniveau's zoals de overgang schorre/slikke, de basis van de hoogwadkleien, het maximale hoogwad-sedimentatiepeil, bioturbaties en andere biologische indicatoren. Bij de studie van de typische wadsequenties uit de bovenste klastische eenheid (Holoceen) analyseerden we het voorkomen van sedimentaire structuren functie van de positie ten opzichte van de hoogwaterlijn-indicatoren.

Het gebruik van gemiddelde hoogwaterlijn-indicatoren noodzaakte het bestuderen van de factoren die de hoogwaterlijn en de kritische sedimentatiehoogtes aanzienlijk kunnen beïnvloeden. Compactie en inklinkingsverschijnselen bemoeilijken de correlatie zeespiegelstand-sedimentatiehoogte. De hoogwaterlijn is in een bepaalde periode zelfs in een beperkt waddegebied niet overal gelijk door vloedkomeffecten, stuwingen en gradiëntverschijnselen. Daarenboven komen de veranderingen van de hoogwaterlijn in de tijd niet noodzakelijk overeen met netto eustatische wijzigingen. De veranderende vloedkom-, gradiënt- en stuwingseffecten worden onder andere beïnvloed door stormvloedactiviteit, de netto sedimentatie-erosiebalans en de morfologie van de vloedkom en van de kustbarrière. Relatieve transgressies en regressies kunnen ook veroorzaakt worden door veranderende stormvloedimpact, wijzigende getijdeamplitude en door de erosie van de kustbarrière. Bij de interpretatie van de indicatoren van trans- en regressies moet met de interactie van die factoren rekening worden gehouden.

Nauw aansluitend bij het zeespiegelprobleem was de reconstructie van de paleo-getijdeamplitude uit sedimentsequenties. De deductie van de getijde-amplitude is bemoeilijkt door de



weinige indicaties voor de overgang van subtidale naar intertidale omstandigheden en door het feit dat zowel hoogwater- als laagwaterindicatoren in de sequentie dienen voorhanden te zijn, bovendien afgezet in een relatief korte periode.

De best bruikbare indicator was het hoogste voorkomen van subtidale megaribbelstructuren. Granulometrische wijzigingen in de overgangszone werden eveneens waargenomen.

De studie van typische wadsequenties uit de Holocene bovenste klastische eenheid liet ook toe mesotidale getijdesequenties te karakteriseren. Kreeksequenties zijn gekenmerkt door longitudinale kruisgelaagdheid, chaotische slumpstructuren, en kleiige basisfacies. Zandwad en getijdegeulsequenties vertonen een grotere diversiteit ondanks hun meer expliciete granulometrische homogeniteit. De diversiteit kan te wijten zijn aan de relatieve positie van de sequentie in het opgevulde geulensysteem en ze is in elk geval afhankelijk van de lokale energieverdeling in het wad. We konden meer zeewaarts gesitueerde van meer landwaarts voorkomende sequenties onderscheiden. De meest typische kenmerken van de getijdegeulopvulling zijn de algemene planaire macrostratificatie, de afwisseling van erosie en afzetting, het voorkomen van gesuperponeerde megaribbelstructuren in de meest energierijke zones (vooral zeewaarts), het voorkomen van tabulaire laminatie in minder energierijke subtidale milieu's (landwaarts) en op dezelfde plaatsen het voorkomen van megaribbelniveau's. Het intertidale gedeelte van de sequentie wordt gekenmerkt door het pseudotabulair karakter, het voorkomen van beperkte bioturbatiezones in de omgeving van de gemiddelde zeespiegelstanden en de longitudinale kruisgelaagde sets onder de hoogwadsequentie.

Het sedimentologisch onderzoek omvatte verder granulometrisch onderzoek om enerzijds de objectieve beschrijving van de sedimenten te realiseren en anderzijds om de invloed te kunnen nagaan van de getijdewerking, van subtidale en intertidale omstandigheden, op de korrelgrootteverdeling. Ook werd het onderscheid opgespoord tussen mariene en continentale fijne zanden in het studiegebied. De resultaten van die studie worden in het tweede deel(hoofdstuk VIII.) behandeld.



De verwerking van de granulometrische gegevens steunde op clusteranalyses waarbij op basis van de parameters van een groot aantal stalen een objectieve indeling in groepen mogelijk wordt. Vooralsnog blijkt vooral het beschrijvend belang van de methode. De voorgestelde groepen reflecteren niet noodzakelijk specifieke sedimentatie-omstandigheden.

Naast de resultaten van meer algemene aard zoals de toepasbaarheid van clusteranalyses bij sedimentologische problemen en de algemene interpretatie van zeespiegelveranderingen kunnen ook resultaten met meer lokaal belang worden naar voor gebracht. Een gedetailleerde kartering van lithogenetisch verwante facies en een paleogeografische en paleomorfologische reconstructie kan worden voorgesteld voor een groot deel van de oostelijke Kustvlakte.

We onderscheidden een aantal eenheden die we chronostratigrafisch konden onderbrengen in vier hoofdgroepen: de Pré-Eemiaan-, de Eemiaan-, De Weichseliaan- en de Holocene eenheden.

Op basis van de verdeling van de Eemiaan eenheden konden we de migraties van de maximale mariene invloed en van de open strandlijn reconstrueren. Aanvankelijk verschoof de strandlijn landwaarts terwijl ook in het achterliggende wad laterale uitbreiding optrad. Deze verschuivingen grepen plaats bij stijgende zeespiegelstanden. Bij de maximale landwaartse positie van de open kustlijn bereikte de gemiddelde hoogwaterlijn het peil +1 m O.P. Zeewaarts werd een nieuwe kustlijn gevormd tijdens een regressiefase waarbij de hoogwaterstand maximaal tot het peil -3m O.P.reikte. Bij een hernieuwde zeespiegelstijging konden wadomstandigheden ook heersen zeewaarts van de oorspronkelijke strandlijn. Deze transgressie bereikte nog hogere hoogwater-standen (tot + 2 m O.P.) dan de eerste Uiteindelijk is de mariene impact bij de definitieve zeespiegeldaling bij het einde van het Eemiaan interglaciaal geleidelijk zeewaarts verschoven met een geleidelijke progradatie van de kustbarrière. In het paleo-Waardammestelsel heersten kalme perimariene omstandigheden van zodra de hoogwaterlijn het peil -8 m O.P. bereikte. Reeds bij het aannemen van de hoogste zeespiegelstanden was een groot deel van dit getijdegebied verland.



Gedurende het Weichsel glaciaal werden de Eemiaan afzettingen gedeeltelijk geërodeerd. Fluviatiele afvoer gebeurde aanvankelijk in lateraal beperkte geulsystemen. Later trad fluvioperiglaciaire netto-aggradatie op van heterogene sedimenten in een verwilderd zeer breed rivierstelsel. Uiteindelijk nam de eolische impact toe en werd ter hoogte van Brugge de samengestelde dekzandrug gevormd. Sporen van permafrost-activiteit konden in de beginfase van de eolisch actieve fase worden gesitueerd.

Gedurende het Holoceen ging de zeespiegelrijzing net zoals in het Eemiaan gepaard met een landwaartse uitbreiding van de mariene invloed. De kustbarrière schreed evenwel niet zover landwaarts terug als in het Eemiaan. De randzone van de actuele Kustvlakte werd in het Eemiaan reeds bij veel lagere zeespiegelstanden bereikt dan in het Holoceen. Het paleotopografisch oppervlak waarop de mariene inbraken ingrepen verschilde dan ook drastisch.

Een vrij algemene veenontwikkeling heeft zich voorgedaan van zodra de hoogwaterstand het peil - 1.5 m O.P. bereikte en tot deze + 2.7 m O.P. overschreed.

Vóór deze veengroei was de mariene invloed beperkt tot het noordwestelijk deel van de Oostelijke Kustvlakte. We konden aantonen dat de grondwatertafel bij de afsluiting van de kustbarrière de zeespiegelwijzigingen niet volledig heeft kunnen volgen, zelfs niet in de zones dicht tegen de kustbarrière aan.

Na het definitief beëindigen van de algemene veenontwikkeling konden een aantal fasen worden onderscheiden in de mariene sequentie die in de kustvlakte werd afgezet. Een lagunaire fase werd gevolgd door een eerste wadfase uiteindelijk leidend tot een eerste hoogwaduutbreiding met lokale verlanding. Deze eerste verlandingsfase werd gevolgd door een geuluitbreidingsfase en uiteindelijk door een definitieve verlanding die gedeeltelijk door bedijking werd beïnvloed. Verlandingsfasen staan tegenover geuluitbreidingsfasen daar ze gepaard gaan met de laterale uitbreiding van de schorre en met verminderen van de getijdegeul-impact. De lagunaire fase komt overeen met geringe sedimentatie, getemperde getijdewerking en zoetwaterinvloed. Deze evolutie werd geconditioneerd door wijzigingen van de kustbarrière, of door zeespiegelfluctuaties en wisselende stormvloedimpact.



**RIJKSUNIVERSITEIT GENT  
FACULTEIT DER WETENSCHAPPEN**

**BIJDRAGE TOT DE KENNIS VAN DE  
KWARTAIRGEOLOGIE VAN DE  
OOSTELIJKE KUSTVLAKTE OP BASIS VAN  
SEDIMENTOLOGISCH EN LITHOSTRATIGRAFISCH  
ONDERZOEK**

volume II  
LABORATORIUMRESULTATEN  
TESTGEBIEDEN

**door F. MOSTAERT**

Proefschrift voorgelegd ter verkrijging van de graad van Doctor in de Wetenschappen  
(groep Aard- en Delfstofkunde)  
Promotor : Prof. Dr. G. DE MOOR  
— 1985 —



**RIJKSUNIVERSITEIT GENT**  
**FACULTEIT DER WETENSCHAPPEN**

**VLIZ (vzw)**  
VLAAMS INSTITUUT VOOR DE ZEE  
FLANDERS MARINE INSTITUTE  
Oostende - Belgium

**BIJDRAGE TOT DE KENNIS VAN DE  
KWARTAIRGEOLOGIE VAN DE  
OOSTELIJKE KUSTVLAKTE OP BASIS VAN  
SEDIMENTOLOGISCH EN LITHOSTRATIGRAFISCH  
ONDERZOEK**

volume II  
LABORATORIUMRESULTATEN  
TESTGEBIEDEN

**door F. MOSTAERT**

Proefschrift voorgelegd ter verkrijging van de graad van Doctor in de Wetenschappen  
(groep Aard- en Delfstofkunde)

Promotor : Prof. Dr. G. DE MOOR

— 1985 —



## INHOUDSOPGAVE

### HOOFDSTUK VIII : GRANULOMETRIE

1. <u>ALGEMENE INTERPRETATIETECHNIEKEN</u>	352
1.1. DE KEUZE VAN DE GRANULOMETRISCHE CURVES	352
1.2. GRANULOMETRISCHE PARAMETERS	354
1.2.1. DE GRAFISCHE PARAMETERS	355
1.2.1.1. De mediaan	355
1.2.1.2. Het grafisch gemiddelde	355
1.2.1.3. De standaarddeviatie	356
1.2.1.4. De scheefheid	357
1.2.1.5. De kurtosis	357
1.2.1.6. Aanvullende parameters	358
1.2.2. DE BEREKENING VAN DE MOMENTEN	358
1.2.2.1. Moeilijkheden bij de statistische interpretatie	358
1.2.2.2. Berekening volgens $\phi$ -schaal	359
1.2.2.3. Berekening volgens de $\mu$ m-schaal	360
1.2.3. GRAFIEKEN	360
1.2.4. STATISTISCHE BENADERING VAN GRANULOMETRISCHE VARIABELEN	361
1.2.4.1. Inleiding	361
1.2.4.2. Clusteranalyse	361
1.2.5. WEERGAVE VAN DE GRANULOMETRISCHE RESULTATEN	364
1.2.6. INDELING VAN DE STALENREEKSEN	364
2. <u>PROBLEMATIEK</u>	365
3. <u>INDELING OP BASIS VAN DE KENMERKEN VAN DE PROBABILITEITS-CURVES VAN DE GRANULOMETRISCHE HOOFDGROEPEN A EN B</u>	371
3.1. CLUSTERANALYSE 1 : KENMERKEN VAN DE HOOFDVERDELING	371
3.1.1. GEGEVENS EN PARAMETERS	371
3.1.2. BESPREKING VAN DE GROEPEN	372
3.1.3. BETEKENIS VAN DE TRUNCATIEPUNTEN VAN DE VERDELINGEN	373
3.2. INDELING VAN DE GRANULOMETRISCHE CURVES OP BASIS VAN DE CURVEKARAKTERISTIEKEN EN DE RESULTATEN VAN DE CLUSTERANALYSE 1	374
3.2.1. DE VERDELINGEN VAN GRANULOMETRISCHE GROEP A	374
3.2.2. DE VERDELING VAN GRANULOMETRISCHE GROEP B	377
3.2.3. DE VERDELING VAN GRANULOMETRISCHE GROEP C	378



4.	<u>GRAFISCHE GRANULOMETRISCHE PARAMETERS VOOR DE INDELING IN REPRESENTATIEVE GROEPEN</u>	378
4.1.	DE KEUZE VAN DE PARAMETERS	378
4.2.	INDELING VAN DE MARIENE ZANDEN:CLUSTERANALYSE 2	379
4.2.1.	BESPREKING VAN DE GROEPEN IN DE MARIENE EEMIAAN EN HOLOCENE ZANDEN	379
4.2.2.	INTERPRETATIE	381
4.3.	DE CONTINENTALE AFZETTINGEN OP BASIS VAN DE GRAFI- SCHE PARAMETERS	382
4.3.1.	DOELSTELLING	382
4.3.2.	BESPREKING VAN DE GROEPEN	382
4.3.3.	INTERPRETATIE	384
4.4.	AANVULLENDE CLUSTERANALYSES	384
4.4.1.	NIET CUMULATIEVE ZEEFRESULTATEN	384
4.4.2.	INDELING VOLGENS PERCENTIELEN	385
4.5.	BESLUITEN	385
5.	<u>DE STUDIE VAN DE ZANDFRACTIE</u>	386
5.1.	PROBLEMATIEK	386
5.2.	CLUSTERANALYSE 7: DE ZANDFRACTIE VAN DE TOTALE POPULATIE	389
5.2.1.	INLEIDING	389
5.2.2.	BESPREKING VAN DE GROEPEN	389
5.3.	ONTKALKEN VAN DE ZANDFRACTIE	390
6.	<u>STUDIE VAN DE FIJNE FRACTIE</u>	392
6.2.	HET VERLOOP VAN DE CULULATIEVE CURVES	394
6.3.	HET PERCENTAGE FIJNE FRACTIE TEGENOVER HET KLEIGEHAL- TE	394
6.4.	HET VERBAND TUSSEN DE HOEVEELHEID ZEER FIJN ZAND EN HET KLEIGEHALTE	395
7.	<u>DE STUDIE VAN DE GRINTFRACTIE</u>	396
7.1.	INLEIDING	396
7.2.	HET VERLOOP VAN DE GRANULOMETRISCHE CURVES	397
8.	<u>TWEEDIMENSIONELE BENADERING</u>	398



## HOOFDSTUK IX : AANVULLENDE LABORATORIUM EXPERIMENTEN

### 1. SEDIMENT-PETROGRAFISCH ONDERZOEK

1.1. PROBLEEM- EN DOELSTELLING BIJ HET ZWARE MINERALEN ONDERZOEK	400
1.2. INTERPRETATIE-SCHEMA	400
1.3. CLUSTERANALYSE: ZWARE MINERALEN	401
1.3.1. DATABANK	401
1.3.2. PARAMETERS	401
1.3.3. DE SIMILARITEITSMATRIX	403
1.3.4. DE EIGENSCHAPPEN VAN DE ONDERSCHIEDEN GROEPEN	403
1.3.5. BESLUITEN	405
1.4. MAGNETISCHE SEPARATIE	406
1.4.1. INLEIDING	406
1.4.2. SAMENSTELLING	408

2. <u>BESPREKING VAN DE POLLENANALYSES</u> (uitgevoerd door C.VERBRUGGEN)	409
2.1. DE EEMIAAN LAGEN	409
2.1.1. ONTSLUITING OUDE GENTWEG(testgebied Zuidbrugse Dallandschap)	409
2.2. DE WEICHSELIAAN SEQUENTIE	409
2.2.1. Eenheid FZ/V ( op -3,5m O.P. )	409
2.2.2. Eenheid NE/V2 (ontsluiting Oude Gentweg)	409
2.2.3. ONTSLUITING LOPPEM-OLIGOFRENNEN	410
2.3. DE HOLOCENE AFZETTINGEN	410
2.3.1. VEENLAGEN IN DE BEEKDALEN	410
2.3.1.1 Ontsluiting Sint Michiels	410
2.3.1.2. De Trudolededekebeek	410
2.3.2. HOLOCENE VEENLAGEN IN DE KUSTVLAKTE	410
2.3.2.1. Profiel Sint Pieters(Molenstraat)	410
2.3.2.2. Profiel Kasteel ten Berghe	411
2.3.2.3. Profiel Bredene	412



## HOOFDSTUK X : TESTGEBIEDEN

<u>A. TESTGEBIED : HET ZUIDBRUGSE DALLANDSCHAP</u>	416
1. <u>ALGEMENE INLEIDING</u>	416
2. <u>GEOMORFOLOGISCHE SITUERING</u>	417
2.1. DEKZANDBRUGGEN	417
2.2. TERTIAIRE OPDUIKINGEN	417
2.3. NOORD-ZUID VERLOPENDE LAGE RUGGEN	417
2.4. DEPRESSIES	417
2.5. DE BEEKDALEN	418
3. <u>ONTSLUITINGEN</u>	419
3.1. DE ONTSLUITING TE LOPPEM( Instituut voor Oligofrenen)	419
3.1.1. SITUERING	419
3.1.2. BESCHRIJVING	419
3.1.3. SEDIMENTGENETISCHE INTERPRETATIE	421
3.1.4. AANVULLEND DETAILONDERZOEK IN DE OMGEVING	423
3.1.4.1. Resultaten	423
3.1.4.2. De lokale lithostratigrafische kolom	424
3.1.4.3. Schematische lithostratigrafische doorsneden	426
3.2. DE ONTSLUITING LOPPEM-WEINEBRUGGE	427
3.3. DE ONTSLUITING SINT MICHIELS	428
3.3.2. BESCHRIJVING VAN DE EENHEDEN	428
4. <u>BOORPROFIELEN EN KARTERINGEN</u>	430
4.1. BOORPROFIEL C: DE EVOLUTIE VAN DE KERKEBEEK	430
4.1.1. DE PALEOTOPOGRAFIE VAN HET TERTIAIR SUBSTRAAT	430
4.1.2. DE KWARTAIRE GETUIGESEDIMENTEN	431
4.1.3. DE PALEOGEOGRAFISCHE EN PALEOMORFOLOGISCHE EVOLUTIE VAN DE KERKEBEEK	433
4.1.3.1. Tussen Loppem en Sint Michiels	433
4.1.3.2. Ten noorden van het Boudewijnpark	435
4.1.3.3. De evolutie gedurende het Holocene	436
4.2. BOORPROFIEL D: SINT MICHIELS- OEDELEM	437
4.2.1. DE TERTIAIRE AFZETTINGEN	437
4.2.2. DE KWARTAIRE EENHEDEN	438
4.2.3. PALEOGEOGRAFIE VAN HET WAARDAMMEBEKKEN	441
4.2.3.1. Inleiding	441
4.2.3.2. De gebeurtenissen vóór de mariene Eemian invloed	442



4.2.3.3. De mariene Eemiaan afzettingen	443
4.2.3.4. De Weichseliaan sequentie	444
4.2.3.5. Het Holoceen	445
3.3.3. ONTSLUITING SINT MICHIELS 3	446
3.3.4. ONTSLUITING SINT MICHIELS 4	448
3.4. DE ONTSLUITING OUDE GENTWEG -BRUGGE	452
3.4.1. SITUERING EN PROBLEEMSTELLING	452
3.4.2. BESCHRIJVING VAN DE HOMOGENE EENHEDEN	452
3.4.3. SEDIMENTGENETISCHE INTERPRETATIE	455
3.5. ONTSLUITING KATHELIJNEPOORT-BRUGGE	460
3.6. ONTSLUITING HET ZAND-BRUGGE	461
3.6.1. SITUERING	461
3.6.2. BESCHRIJVING VAN DE LITHOLOGISCH HOMOGENE EENHEDEN	461
3.6.3. INTERPRETATIE	462
 <u>B. TESTGEBIED: DE RUG VAN SINT ANDRIES</u>	 464
1. <u>INLEIDING</u>	464
1.2. GEOMORFOLOGISCHE SITUERING	464
1.3. PROBLEMATIEK	464
2. <u>ONTSLUITINGEN</u>	465
2.1. ONTSLUITING PIETER DE CONINCKLAAN-SINT ANDRIES	465
2.1.1. PROBLEMATIEK	465
2.1.2. BESCHRIJVING VAN DE LITHOLOGISCHE HOMOGENE EENHEDEN	465
2.1.3. AANVULLENDE WAARNEMINGSPUNTEN	466
2.2. DE ONTSLUITING EXPRESSWEG	467
2.2.1. PROBLEMATIEK	467
2.2.2. BESCHRIJVING VAN DE LITHOLOGISCH HOMOGENE EENHEDEN	467
2.2.3. LITHOSTRATIGRAFISCHE INTERPRETATIE VAN DE TERTIAIRE EENHEDEN	469
2.3. DE ONTSLUITING TE SINT ANDRIES	470
2.3.1. PROBLEMATIEK	470
2.3.2. ONTSLUITING SINT ANDRIES 1	470
2.3.3. ONTSLUITING SINT ANDRIES 2	470



<u>C. TESTGEBIED :DE BRUGSE POLDERRAND</u>	474
1. <u>INLEIDING EN PROBLEMATIEK</u>	474
2. <u>ONTSLUITINGEN</u>	474
2.1. DE ONTSLUITING GAZEL	474
2.1.1. PROBLEEMSTELLING	474
2.1.2. DEELONTSLUITINGEN LANGE REIE	474
2.1.3. DEELONTSLUITING ZUIDERVAART WEST	474
2.1.4. DEELONTSLUITING ZUIDERVAART OOST	476
2.1.5. INTERPRETATIE	476
2.2. ONTSLUITING POLDERHOEK-DAMSE VAART-KOOLKERKE	477
2.2.1. PROBLEMATIEK	477
2.2.2. INVENTARISATIE VAN DE EENHEDEN	477
3. <u>PROFIELEN</u>	479
3.1. ONTSLUITINGEN TE SINT PIETERS	479
3.1.1. DE TERTIAIRE EENHEDEN	479
3.1.2. DE PRE-EEMIAAN AFZETTINGEN	480
3.1.3. DE MARIENE EEMIAAN AFZETTINGEN	480
3.1.4. DE WEICHSELIAAN AFZETTINGEN	482
3.1.4.1. Ten zuiden van de Oostende steenweg	482
3.1.4.2. Ter hoogte van de Molenstraat	483
3.1.4.3. Tussen de Blankenbergse Steenweg en de Spoorweg	484
3.1.5. DE HOLOCENE SEDIMENTEN	485
3.2. DE BOORPROFIELEN A EN B	487
3.2.1. DE PRE-EEMIAAN TOPOGRAFIE	487
3.2.2. ZANDIGE MARIENE EEMIAAN LAGEN	487
3.2.3. HOLOCENE GETIJDEGEULOPVULLINGEN	488
 <u>D. TESTGEBIED :DE POLDERS TE DAMME</u>	 489
1. <u>INLEIDING EN SITUERING</u>	489
2. <u>DE KENMERKEN VAN DE GEULOPVULLINGEN TE DAMME</u>	490
3. <u>DE TYPISCHE SEQUENTIE</u>	491
3.1. DE RESTGEUL	491
3.2. DE OORSPRONKELIJKE GETIJDEGEUL	492
4. <u>VERKLARING VOOR DE BELANGRIJKE KLEISEDIMENTATIE OP GROTERE DIEPTE</u>	492
5. <u>DATERING VAN DE GEULONTWIKKELING</u>	495
6. <u>BESLUIT</u>	496



<u>E. TESTGEBIED : HET BRUGSE MIDDELLAND</u>	497
1. <u>INLEIDING</u>	497
1.1. SITUERING	497
1.2. PROBLEMATIEK	497
2. <u>ONTSLUITINGEN</u>	497
2.1. ONTSLUITING WATERZUIVERINGSSTATION	497
2.1.1. DE BOVENSTE MARIENE SEQUENTIE	498
2.1.1.1. Algemene beschrijving	499
2.1.1.2. Beschrijving van de lithofacies	499
2.1.2. DE TUSSENLIIGGENDE CONTINENTALE SEQUENTIE	503
2.1.3. DE ONDERSTE MARIENE SEQUENTIE	503
2.1.4. SEDIMENTGENETISCHE EN STRATIGRAFISCHE INTERPRETATIE	504
2.1.4.1. Paleo-ecologische en stratigrafische interpretatie	505
2.1.4.2. Sedimentgenetische interpretatie op basis van de sedimentaire structuren	505
2.2. ONTSLUITING ZEVENEKE ZUID	509
2.2.1. BESCHRIJVING VAN DE HOMOGENE EENHEDEN	509
2.2.2. INTERPRETATIE	510
2.3. ONTSLUITING KASTEEL TEN BERHGE-RONTSAERTBEEK	512
2.3.1. INLEIDING	512
2.3.2. SEDIMENTGENETISCHE INTERPRETATIE	512
2.4. ONTSLUITING BLAUWE TOREN	513
2.4.1. SITUERING EN PROBLEMATIEK	513
2.4.2. BESCHRIJVING VAN DE EENHEID UIT ONTSLUITING NOORD OOST	514
2.4.3. BESCHRIJVING VAN DE EENHEDEN UIT ONTSLUITING NOORD WEST	514
2.4.4. BESCHRIJVING VAN DE EENHEDEN UIT ONTSLUITING ZUID WEST	516
2.4.5. ALGEMENE INTERPRETATIE	516
2.5. ONTSLUITING DUDZELE NOORD	519
2.5.1. INLEIDING	519
2.5.2. BESCHRIJVING VAN DE EENHEDEN	519
2.5.3. STRATIGRAFISCHE EN SEDIMENTGENETISCHE INTER- PRETATIES	520
3. <u>DE GETIJDEGEUL VAN BRUGGE-BLANKENBERGE</u>	523
3.1. HET ZEEWAARTS GEDEELTE TUSSEN BLANKENBERGE EN ZEE- BRUGGE	523
3.2. HET DEEL TEN ZUIDEN VAN LISSEWEGE	523



3.3. DE SEDIMENTVERDELING IN DE GEULEN VAN BRUGGE	524
3.4. TRANSGRESSIE-EN REGRESSIECYCLI	525
3.5. DE MIGRATIERICHTING AFGELEID UIT DE SEDIMENT-SEQUENTIE EN DE GEUL BRUGGE-BLANKENBERGE	525
<u>F. TESTGEBIED : HET OUDLAND MEETKERKE-HOUTAVE</u>	529
1. <u>INLEIDING EN PROBLEEMSTELLING</u>	529
2. <u>UITBREIDING VAN DE MARIENE-EEMIAAN AFZETTINGEN</u>	529
3. <u>ONTSLUITING JABBEKE</u>	531
3.1. SITUERING EN PROBLEMATIEK	531
3.2. BESCHRIJVING VAN DE LITHOLOGISCH HOMOGENE EENHEDEN	532
3.3. INTERPRETATIE	532
4. <u>BOORPROFIEL B : JABBEKE-DE HAAN</u>	534
<u>G. TESTGEBIED : INBRAAKGEBIED BREDENE</u>	535
1. <u>INLEIDING</u>	535
2. <u>ONTSLUITINGEN</u>	536
2.1. DE ONTSLUITING KLEMSKERKE - DE HAAN	536
2.1.1. SITUERING	536
2.1.2. BESCHRIJVING VAN DE EENHEDEN	536
2.1.3. LITHOSTRATIGRAFISCHE EN SEDIMENTGENETISCHE INTERPRETATIE	537
2.2. ONTSLUITING WATERZUIVERINGSSTATION COLLECTOR BREDENE	539
2.2.1. SITUERING	539
2.2.2. BESCHRIJVING VAN DE LITHOLOGISCH HOMOGENE EENHEDEN	539
2.2.3. INTERPRETATIE	541
2.3. DE ONTSLUITING JACOBINESSEN	542
2.3.1. INLEIDING	542
2.3.2. BESCHRIJVING VAN DE LITHOLOGISCHE HOMOGENE GEBIEDEN	543
2.3.3. INTERPRETATIE	544
2.4. ONTSLUITING TEHUIS BLUTSIJDE	545
2.4.1. BESCHRIJVING	545
2.4.2. SEDIMENTGENETISCHE EN LITHOSTRATIGRAFISCHE INTERPRETATIE	546



2.5.	BREDENE RIOOLSLEUF 1-2	548
2.5.1.	BREDENE RIOOLSLEUF 1	548
2.5.2.	BREDENE RIOOLSLEUF 2	548
2.6.	ONTSLUITING DE VICOGNE	549
2.7.	ONTSLUITING DE HAAN- BLUTSIJDE	549
2.7.1.	BESCHRIJVING	549
2.7.2.	INTERPRETATIE	550
2.8.	ONTSLUITING STRAND DE HAAN	550
2.8.1.	INLEIDING	550
2.8.2.	BESCHRIJVING VAN DE SEQUENTIE	551
2.8.3.	INTERPRETATIE	552
	2.8.3.1. De aanrijking van zware mineralen	552
	2.8.3.2. De duinsequentie	553
3.	<u>BOORPROFIEL BREDENE</u>	554
3.1.	INLEIDING	554
3.2.	BESCHRIJVING	555
4.	<u>DE VEENKARTERING TE BREDENE</u>	557
5.	<u>DE UITBREIDING VAN DE LAGUNAIRE TUSSENLAAG</u>	559
6.	<u>LITHOSTRATIGRAFISCHE INDELING: DE PROFIELKARTERING</u>	560
7.	<u>SEDIMENTGENESE EN PALEOGEOGRAFISCHE RECONSTRUCTIE TEN OPZICHTE VAN EEN RELATIEVE TIJDSCHAAL</u>	562
7.1.	DE EVOLUTIE VOOR DE ALGEMENE VEENVORMING	562
7.2.	DE ALGEMENE VERLANDING EN DE KLASTISCHE INTERCAL-LATIES	564
7.3.	DE UITEINDELIJKE MARIENE SEDIMENTATIE	568
7.4.	DE EVOLUTIE VAN DE KUSTBARRIERE	570
8.	<u>CHRONOSTRATIGRAFIE</u>	573
H.	<u>TESTGEBIED : DUINENGEBIED OOSTDUINKERKE-KOKSIJDE</u>	577
1.	<u>INLEIDING</u>	577
2.	<u>DE OUDE DUINEN</u>	578
3.	<u>DE KLASTISCHE SEDIMENTSEQUENTIES ONDER DE DUINENABDIJ: HET BOORPROFIEL</u>	580
3.1.	SITUERING EN PROBLEMATIEK	580
3.2.	BESCHRIJVING VAN DE EENHEDEN	580
3.3.	INTERPRETATIE	581
4.	<u>DE ONTSLUITING : OOSTDUINKERKE-ANNECAERT</u>	584
4.1.	SITUERING EN PROBLEMATIEK	584
4.2.	BESCHRIJVING VAN DE EENHEDEN	584
4.3.	SEDIMENTGENETISCHE EN STRATIGRAFISCHE INTERPRETATIE	585



## HOOFDSTUK VIII : GRANULOMETRIE

### 1. ALGEMENE INTERPRETATIETECHNIKEN

De granulometrische resultaten worden volgens 2 methoden geïnterpreteerd. Enerzijds maken we gebruik van de klassieke interpretatietechnieken op basis van een aantal goed gedefiniëerde parameters. Anderzijds illustreren we de mogelijkheden van cluster- en principaalcomponent analyses, zowel voor de beschrijving van de sedimenten als voor de evaluatie van de sedimentatie-omstandigheden.

#### 1.1. DE KEUZE VAN DE GRANULOMETRISCHE CURVES

De term "korrelgrootteverdeling" omvat zowel de korrelgrootte, dus de dimensie van de korrels, als de verdeling van de korrels over verschillende korrelgrootteklassen. Die verdeling wordt min of meer onafhankelijk beschouwd van de absolute korrelgroottes. De korrelgrootteverdeling wordt weergegeven op curves die gewichtsprocent uitzetten ten opzichte van korrelgrootte. In de literatuur worden voor het opmaken van de curves verschillende schalen gebruikt zowel voor de X-as (korrelgrootte) als voor de Y-as (het procentueel aandeel). De korrelgrootte wordt meestal cumulatief uitgedrukt. Wegens de beschikbare standaard zevenreeksen waren we in ons geval aangewezen op het gebruik van de  $\phi$ -schaal. Het is de meest gebruikte schaal. De keuze van de zevenreeks steunt op de idee dat de korrelverdeling volgens een  $\log_2$ -schaal een normale Gauss-verdeling benadert.

Het uitzetten van de resultaten op probabiliteitspapier geeft weer in welke mate de sedimenten de Gaussiaan benaderen. Een normale verdeling uitgezet op probabiliteitspapier geeft immers een rechte (de rechte van HENRY). Slechts in uitzonderlijke gevallen wordt die rechte benaderd. Meestal wordt een S-vormige curve aangetroffen. Vooral G.S. VISCHER (1969) en



anderen zoals A.J. MOSS (1972), werkten op basis van die curves, sedimentgenetische interpretaties uit.

De voornaamste bezwaren op deze techniek werden reeds door A. RIVIERE (1977) geformuleerd. Volgens deze auteur heeft de probabiliteitscurve geen wetenschappelijke waarde tenzij de bevestiging dat slechts uiterst zelden een Gaussverdeling optreedt. De lineaire correlatie is naar zijn mening geforceerd.

De S-vormige probabiliteitscurve is geen samenstelling van verschillende Gausscurves met verschillend gemiddelde en standaarddeviatie, zoals G. S. VISCHER (1969) suggereerde. We kunnen dit grafisch eenvoudig aantonen.

De probabiliteitscurves brengen uitgesproken de morfologische verschillen tussen de cumulatieve curves tot uiting. Vooral de grove en de fijne uiteinden van de curves worden geaccentueerd.

Het gebruik van een lineaire procentuele schaal tegenover de  $\Phi$ -schaal is de meest klassieke voorstellingswijze van de korrelverdeling. Deze wordt al dan niet cumulatief voorgesteld. Op de figuren (II.4, II.5, II.8, II.14) worden de analyseresultaten van typesedimenten per lithologisch homogene eenheid op die wijze weergegeven.

Een granulometrische verdeling, die het gewichtsprocent weergeeft tegenover de korrelgrootte in  $\Phi$ -waarden, benadert zoals eerder aangestipt een Gausscurve, behalve in haar extreme uiteinden. Voor de grove fractie is het gewichtsprocent geen indicator voor de frequentie van de grove korrels (1 korrel van 2mm  $\emptyset$  veroorzaakt een grover uiteinde in de cumulatieve verdeling), vandaar de afwijking van de Gaussverdeling. Misschien is het dan ook beter de gewichtsprocenten te vervangen door het aantal korrels per fractie (mond. meded. GULLENTOPS F.)

Voor stalen die rijk zijn aan fijne fractie zal een omzetting van de gewichtsprocenten in korrelfrequenties een drastische verschuiving van de gemiddelde waarde in de richting



van de fijne fractie inhouden.

De grove staart kan een bijmenging zijn of een residueel sediment. Vooral schelpfragmenten en schelpkleppen, aanwezig in de grove fracties veroorzaken een afwijking van de normale verdeling. De vorm van deze partikels doet ze anders reageren dan de ronde kwartskorrels met equivalente diameter. Bovendien bevat de grove staart de tractielading (VISCHER, 1969).

De suspensiepopulatie (VISCHER, 1969), komt overeen met de fijne staart van de korrelgrootteverdeling. De fijne fractie kan aangerijkt zijn doordat sedimentatie sneller doorgaat dan de oorspronkelijke korrelgrootte zou doen vermoeden en dit ten gevolge van flocculatie, het aanwezige kalkgehalte en organisch materiaal ... .

In het verder verloop van de studie worden de verdelingen opgesplitst in de hoofdverdeling (framework), de contact verdeling, de bijmengingsverdeling en de interstitiële verdeling. (MOSS, 1972). Deze indeling komt ongeveer overeen met die van VISCHER (1969). Deze auteur voerde genetisch geïnspireerde termen in zoals de saltatie-, de reptatie- en de suspensieverdeling (figuur VIII.1).

## 1.2. GRANULOMETRISCHE PARAMETERS

Diverse auteurs stelden granulometrische parameters voor die ze onderling vergeleken ( FOLK & WARD, 1957 ; MASON et al., 1958 INMAN, 1962 ; FRIEDMAN, 1967 ; e.a.). Op basis hiervan trokken ze conclusies van beschrijvende en sedimentgenetische aard. We onderscheiden de grafische parameters en de mathematische. F. DEPUYDT (1972) en R. ROTTHIER et al. (1981) pasten de momentenmethode toe en evalueerden diverse parameters evenwel enkel op duin-en/of strandzanden, dus op sedimenten met zeer specifieke karakteristieken (geen klei, weinig grove fractie, goede sortering, weinig variërende transportmechanismen). In deze studie worden dus sedimenten met morfologisch sterk verschillende curvetypes vergeleken.



### 1.2.1. DE GRAFISCHE PARAMETERS

#### 1.2.1.1. De mediaan

De mediaan is een korrelgrootte waarbij 50 gewichtsprocent van de verdeling uit grover en 50% uit fijner materiaal bestaat dan die bepaalde korrelgrootte. Het is een maat voor de gemiddelde energie in het milieu. Bij goede benadering van de normale verdelingen komt de mediaan vrij goed overeen met de gemiddelden (grafisch en mathematisch). In de andere gevallen is vooral de afwijking bij de momentenberekening opvallend.

#### 1.2.1.2. Het grafisch gemiddelde

De berekening van het gemiddelde kan op verschillende manieren gebeuren. Hier vergeleken we :

$$M_D = \frac{\phi_{16} + \phi_{84}}{2} \quad (\text{INMAN, 1952})$$

$$M_Z = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3} \quad (\text{FOLK \& WARD, 1957})$$

De resultaten van de verschillende berekeningsmethodes zijn in 90% van de gevallen vrij goed vergelijkbaar voor de granulometrische groep A. Als geheel zijn de afwijkingen ten opzichte van het berekende eerste moment veel belangrijker. Hieruit kunnen we besluiten dat de meeste curves van groep A vrij symmetrisch verlopen tussen 10 en 90% (de hoofdverdeling).

Curves met een belangrijke fijne of grove fractie (>16%) zullen een grafisch gemiddelde hebben die naar de fijne, respectievelijk de grove, korrelgroottes verschoven is ten opzichte

(\*)  $\phi_x$  = de korrelgrootte in  $\phi$  waarbij X% van de verdeling grover is.



van de mediaan.

#### 1.2.1.3. De standaarddeviatie

De standaarddeviatie geeft de sortering weer. Dit is in principe een maat voor de energieveranderingen in het afzettingsmilieu ten gevolge van snelheidsschommelingen van bijvoorbeeld wind of stromingen. Een goede of slechte sortering kan echter ook afhankelijk zijn van het beschikbare materiaal in transport en is als dusdanig niet specifiek aan de afzettingssomstandigheden gebonden.

De standaarddeviatie kan uit de cumulatieve curves worden afgeleid uit de richtingscoëfficiënt van de verdeling. Hoe steiler de verdeling verloopt, hoe beter de sortering.

De meeste curves worden gekarakteriseerd door een best gesorteerde hoofdverdeling met minder goed gesorteerde grove en fijne subverdelingen (staarten).

De standaardafwijking wordt grafisch als volgt berekend

$$\sigma = \frac{1}{2} (\phi_{84} - \phi_{16}) \quad (\text{INMAN, 1952})$$

$$\sigma_I = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6} \quad (\text{MASON, 1957, FOLK, 1958 en WARD, 1966})$$

De berekening van de standaarddeviatie in  $\mu\text{m}$  is mogelijk, doch heeft niet dezelfde betekenis. Een standaarddeviatie van  $\pm 0.5 \phi$  bijvoorbeeld komt langs de zijde van de fijnere fracties ten opzichte van het gemiddelde met een kleiner aantal  $\mu\text{m}$  overeen dan met  $0.5\phi$  langs de grove zijde.



D.L. INMAN (1952) brengt slechts 68% van de populatie in rekening. R.L.FOLK en W.C.WARD (1957) 90%. Dikwijls zijn subpopulaties slecht gesorteerd en wordt de waarde van de standaarddeviatie beïnvloed door de grove en fijne subpopulaties, die de goede sortering van de hoofdpopulatie verdoezelen.

#### 1.2.1.4. De scheefheid

Dit is een maat voor de symmetrie van de verdeling.

Een normale verdeling is symmetrisch. De scheefheid is een onbenoemd getal, dat 0 wordt bij perfecte symmetrie. Als een granulometrische curve een bijmenging heeft in de grove, respectievelijk de fijne fracties, komt dit tot uiting in de scheefheid.

Wanneer de snelheidsvariaties in een milieu niet evenredig verdeeld zijn ten opzichte van de gemiddelde snelheid in het fluidum, veroorzaakt dit een asymmetrie van de curve.

$$Sk_{\alpha} = \frac{(\phi_{84} + \phi_{16}) - 2\phi_{50}}{\phi_{84} - \phi_{16}} \quad (\text{INMAN, 1952})$$

$$Sk_I = \frac{\phi_{84} + \phi_{16} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_{95} + \phi_5 - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)} \quad \begin{array}{l} (\text{MASON, FOLK, 1958}) \\ (\text{FOLK, WARD, 1957}) \end{array}$$

#### 1.2.1.5. De kurtosis

De kurtosis of de afplatting van de verdeling illustreert in hoeverre er zich al dan niet belangrijke intensieve energiewisselingen hebben voorgedaan. Hoe spitsier het verloop van de niet cumulatieve curve, hoe groter de kurtosis. De kurtosis afgeleid uit het 4de moment van een normale Gaussverdeling bedraagt + 3.

$$K_B = \frac{(\phi_{95} - \phi_5) - \phi_{84} + \phi_{16}}{\phi_{84} - \phi_{16}} \quad (\text{INMAN, 1952})$$



$$K_G = \frac{\Phi_{95} - \Phi_5}{2,44(\Phi_{75} - \Phi_{25})} \quad (\text{MASON, FOLK, 1958})$$

$K_G = 1$  voor een normale verdeling, berekend volgens deze formules.

#### 1.2.1.6. Aanvullende parameters

Om verder in detail de korrelgrootteverdeling te kunnen beschrijven, worden supplementair nog een aantal parameters beschouwd. We onderscheiden een aantal percentielen van de verdeling, respectievelijk het 5 en 95 percentiel.

In sommige gevallen worden de modaliteit, de modale klasse en de modus bepaald.

#### 1.2.2. DE BEREKENING VAN DE MOMENTEN

##### 1.2.2.1. Moeilijkheden bij de statistische interpretatie

##### 1. Interpolatie en extrapolatie

De curve die de discrete zeefwaarden verbindt van de statistische verdeling wordt door spline interpolatie berekend. Dit is het inpassen van een veeltermfunctie met behoud van de continuïteit en tot de derde graad afleidbaar. We gebruiken dit voor de berekening van de momenten. Voor het berekenen van de grafische parameters werd lineaire interpolatie toegepast op de cumulatieve meetresultaten. De afwijkingen die dergelijke interpolatie met zich meebrengt worden geminimaliseerd door de keuze van de meest uitgebreide zevenreeks (  $1/4 \emptyset$  ).

##### 2. Het probleem van de open eind klassen (zie ROTTHIER et al., 1981)

Open eindklassen kunnen de interpretatie bemoeilijken.



Zo zijn de hier gepresenteerde resultaten beperkt tot een benedengrens van  $2\mu\text{m}$ .

Open klassen zijn problematisch voor de mathematische berekeningen. Extrapolatietechnieken moeten worden toegepast. Een exponentiële functie door de laatste twee punten aan de uitersten van de cumulatieve verdeling wordt bepaald. De spline functies sluiten continu aan op de exponentiëlen (ROTTHIER et al., 1981). Bij de berekening volgens de  $\mu\text{m}$ -schaal treedt dit probleem voor de fijne fracties niet op, vermits de benedengrens bij  $0\mu\text{m}$  kan gelegd worden.

Door spline interpolatie en eventuele extrapolatie met exponentiële functies wordt een continue cumulatieve curve berekend, die een Gaussverdeling enigszins benadert als volgens de  $\phi$ -schaal wordt gewerkt, en een  $X^2$ -verdeling als we de  $\mu\text{m}$ -schaal gebruiken (ROTTHIER, DE DECKER, DE MOOR, 1982). De momenten van de curves werden berekend voor de beschikbare sedimenten.

Het gebruik van de  $\phi$ -schaal impliceert het accentueren van de fijne fractie (de grote  $\phi$ -waarden).

Relatief gezien illustreert de  $\mu\text{m}$ -schaal meer het belang van de grove fracties. Dit heeft zijn weerslag op de resultaten van de momentenberekeningen en afgeleide parameters.

De resultaten van de momentenmethode wijken dikwijls sterk af van de grafisch berekende parameters, die overigens niet altijd dezelfde betekenis hebben.

#### 1.2.2.2. Berekening volgens de $\phi$ -schaal

Als we de volledige fractie beschouwen, dan verschuift de gemiddelde waarde, het eerste moment, ten opzichte van de mediaan, in de richting van de grotere  $\phi$ -waarden.

Van zodra de fijne fractie groter wordt dan 1%, wordt deze afwijking slechts onderdrukt als er voldoende grove fractie aanwezig is.



Voor de berekening van de standaarddeviatie, de scheefheid en de skewness uit de momenten worden de afwijkingen bij het bepalen van het gemiddelde door de extremititeiten van de curves overgedragen en wordt het onmogelijk enig inzicht in de betekenis van die parameters te vizualiseren.

#### 1.2.2.3. Berekening volgens de $\mu$ m-schaal

Bij gebruik van de  $\mu$ m-schaal treedt een analoog verschil op maar dan vooral beïnvloed door de grove fracties.

Hierbij is de temperende invloed van de fijne fractie van weinig belang, tenminste wanneer deze de 10% niet overschreidt.

#### 1.2.3. GRAFIEKEN

Tweedimensionele weergave van parameters tegenover elkaar is voor de beschrijving van de korrelgrootteverdelingen en van de eenheid van belang.

1. De gemiddelde waarde tegenover de standaarddeviatie  
Deze relatie drukt uit hoe belangrijk de energievariaties zijn ten opzichte van de gemiddelde energietoestand.
2. Het gemiddelde tegenover de scheefheid  
Dit verband geeft een indicatie over de gemiddelde energie en hoe de fluctuaties van de snelheid effect hebben op de granulometrische verdeling. Het drukt uit in welke mate de curves van de normale verdeling afwijken.  
Als er snelheidspieken voorkomen ten opzichte van de gemiddelde snelheid zal de grove fractie aangerijkt zijn, wat zich uit in de scheefheid.
3. Het gemiddelde tegenover de kurtosis  
De maat voor de gemiddelde energie uitgezet tegenover de afplatting van de curve. Hoe platter (kleine kurtosis) hoe belangrijker de energievariaties.
4. De standaarddeviatie tegenover de scheefheid  
Dit verband drukt uit in welke mate de grove of fijne bijmen-



ging, die de scheefheid bepaalt, invloed heeft op de standaarddeviatie

5. De standaarddeviatie ten opzichte van de afplatting of kurtosis

Grote standaarddeviaties bij puntige curves bewijzen dat vooral de extremiteiten van de curve de standaarddeviatie beïnvloedt. Hier komt tot uiting welke invloed de afplatting op de spreiding heeft.

6. De scheefheid tegenover de afplatting

Deze curves geven weer hoe de energiewisselingen preferentieel hun invloed op de korrelgrootteverdeling laten gelden met bijmenging langs de grove of fijne zijde van de gemiddelde waarde en in welke mate deze fluctuaties een zekere afplatting van de curve met zich brengen.

#### 1.2.4. STATISTISCHE BENADERING VAN GRANULOMETRISCHE VARIABELEN

##### 1.2.4.1. Inleiding

De meeste studies van de granulometrische verdelingen bleven beperkt tot de vergelijking van een discreet aantal parameters.

Clusteranalyse en principaalcomponent analyse bieden de mogelijkheid tegelijkertijd het belang en de aard van  $n$  verschillende parameters te beoordelen in een  $n$ -dimensionele ruimte. De groepering van grote gegeven-bestanden gebeurt er op een volledig objectieve wijze. De onderzoeker kiest echter de parameters en de variabelen zelf.

##### 1.2.4.2. Clusteranalyse

Het indelen in groepen van een aantal gevallen die gekarakteriseerd worden door een aantal variabelen (parameters), is eerder een louter mathematische manipulatie dan een statistische methode. Clusteranalyse gebeurde met behulp van het softwarepakket "Clustan". Naast een indeling in groepen worden de principaalcomponenten bepaald en weergegeven.



Een similariteitsmatrix wordt opgesteld : als n gevallen met m variabelen beschouwd worden, dan is de gebruikte similariteitscoëfficiënt een m dimensionele Euclidische afstandscoëfficiënt

$$d_{ij} = \frac{\sum_{k=1}^m (X_{ik} - X_{jk})^2}{m}$$

die in een n x m matrix worden uitgezet.

De gebruikte Ward's methode is gebaseerd op het principe van de zogenaamde "error sum of squares". De som van de afstanden van de gevallen van een groep tot de centroïde van een nabijgelegen cluster is de "error sum of squares". Twee clusters worden samen beschouwd als hun samenvoegen een minimale toename van deze error sum veroorzaakt. De Ward's methode spoort groepen op met een minimale variantie.

Op de tabellen met de resultaten worden het gemiddelde en zogenaamde standaarddeviatie van de totale populatie van de gevallen voor de verschillende variabelen weergegeven.

Vervolgens wordt de correlatiematrix van de variabele weergegeven. Hieruit kunnen de onderlinge relaties tussen de parameters worden afgeleid. De correlatiematrix is samengesteld uit de correlatiecoëfficiënten die variëren tussen +1 en -1. Een correlatie van +1 geeft een perfecte correlatie. -1 betekent een omgekeerde evenredigheid (als parameter 1 zeer groot is dan is parameter 2 zeer klein en omgekeerd). In beide gevallen is één van beide parameters overbodig voor de indeling in groepen. Een correlatiecoëfficiënt van  $\pm 0$  betekent een totale onafhankelijkheid. De correlatiecoëfficiënten geven geen indicaties over de significantie van de relatie. Gezien het heterogene karakter van de databank wordt de relatie tussen de parameters bij de interpretatie meestal buiten beschouwing gelaten. Deze wordt namelijk in hoge mate bepaald door de gevallen met extreme parameterwaarden (zeer fijne



stalen, grove stalen).

We gebruikten de correlatiematrix enkel ter vergelijking van de verschillende clusteranalyses uitgevoerd met dezelfde parameterreeks en met onafhankelijke gegevensbestanden.

De eigenwaarden en hun procentueel aandeel zijn een maat voor het onderlinge belang van de verder berekende eigenvectoren. De cumulatieve variantie drukt procentueel het opgetelde aandeel van de eigenwaarden uit, waarbij elke eigenwaarde geassocieerd is aan een eigenvector.

De eigenvectoren drukken het belang uit van bepaalde parameters die verantwoordelijk zijn voor de belangrijkste variantieverschillen tussen de verschillende groepen. De principaalcomponenten zijn de eigenvectoren van de variantie-covariantie matrix (similariteitsmatrix). Ze vertegenwoordigen de totale variantie van de dataset. Meestal zijn niet alle assen even belangrijk, en kan de variantie tot uiting worden gebracht door 2 van die componenten. De eventueel bijgevoegde scatterdiagrammen en clusterdiagrammen (\*) hebben de twee belangrijkste principaalcomponenten als assen. Deze principaalcomponenten kunnen op dezelfde manier worden geïnterpreteerd als de factoren bij factoranalyse.

De data worden gestandaardiseerd per variabele. Als dit niet gebeurt zullen de clusters vooral gebaseerd zijn op de parameters met de grootste absolute varianties. In enkele gevallen werd de standaardisering opzettelijk achterwege gelaten als we de absolute grootte van de parameters in rekening wilden brengen. De parameters zijn dan alleen in dezelfde eenheden uitgedrukt. Bij de input van volledige granulometrische curves bijvoorbeeld is het interessant de grootteverschillen tussen de modale klassen en de rest-klassen in rekening te brengen.

De resultaten van de clusteranalyse bevatten de samenstelling en de karakteristieken van de afgeleide groepen, dit wil zeggen dat de rekenkundige gemiddeldes van de variabelen per groep worden weergegeven samen met de coëfficiënt (\*\*)

(\*) Scatterdiagram : verspreiding van de gevallen ten opzichte van de principaalcomponent

Clusterdiagram : idem met aanduiding van de onderscheiden groepen

(\*\*) De Ward's coëfficiënt : hoe hoger deze coëfficiënt, hoe groter de "error sum squares" wordt bij het samenvoegen van groepen en dus hoe minder de groepering op het bereikte niveau betrouwbaar is.



die de representativiteit van de clustering weergeven.

Het aantal groepen dat wordt vooruitgeschoven is door de operator zelf te bepalen. Meestal beschouwen we een acht-tal representatieve groepen functie van de Ward's coëfficiënt. Hierbij dient benadrukt dat de methodes in deze verhandeling aangewend, afhankelijk zijn van de uitgekozen data-reeks. Ieder bijgevoegd gegeven beïnvloedt de groepen-indeling. Het is met andere woorden van het grootste belang dat de datakeuze representatief is voor het gestelde probleem, dat een statistisch verantwoorde monstereeks wordt uitgekozen en dat de beperkingen vooraf kunnen worden vastgelegd.

#### 1.2.5. WEERGAVE VAN DE GRANULOMETRISCHE RESULTATEN

Per eenheid worden de gemiddeldes en de standaarddeviatie van de uitgekozen parameters getabelleerd (Tabel II.2, II.6, II.11, II.16). In bepaalde gevallen worden minimum en maximum waarden weergegeven.

De typische granulometrische karakteristieken worden speciaal aangeduid.

Op het laboratorium voor Fysische Aardrijkskunde zijn alle resultaten van de clusteranalyses beschikbaar met de gedetailleerde beschrijving en de analyseresultaten per staal.

De volledige reeks grafieken met korrelgrootteverdelingen en parameteranalyses, die hier niet allen konden worden weergegeven zijn eveneens ter inzage beschikbaar.

#### 1.2.6. INDELING VAN DE STALENREEKSEN

De indeling van de Eemiaan, van de Pre-Eemiaan en van de Tertiaire sedimenten voor de behandeling van de granulometrie gebeurde op basis van de onderscheiden lithologisch homogene eenheden. Ook wordt een voorafgaande indeling in mariene en continentale sedimenten ingevoerd.

Tabel VIII.1. geeft een verduidelijking van de relatie granulometrische eenheid, lithogenese, specifiek granulometrisch



karakteristiek en lithostratigrafische eenheid voor de Holocene eenheden, omdat daar een onderverdeling wordt voorgesteld, die afwijkt van de lithostratigrafische indeling.

TABEL VIII.1.: Holocene eenheden

Holoceen	Lithogenese	Lithologie	Lithostratigrafische indeling
HW	hoogwad gemengd wad		bovenste klastische eenheid
OEV	oeverwal	zand-kleiig zand	bovenste klastische eenheid
GGB	intertidaal, zandwad, kreek getijdegeul, gemengd wad	zand	bovenste klastische eenheid
GGA	Getijdegeul subtidaal	zand	bovenste klastische eenheid
L	lagunair	klei	geïntercalleerde klastische eenheid  onderste klastische eenheid
V	moeras	veen	algemene organische eenheid

## 2. PROBLEMATIEK

We gaan ervan uit dat de korrelgrootteverdelingen een resultante zijn van lokale hydrodynamische omstandigheden en van een aantal externe factoren en dat ze veeleer de genese van het sediment reflecteren dan de stratigrafische positie.

Een granulometrische verdeling is onder andere een maat van energie, heersend in een afzettingsmilieu. Fijne sedimenten worden afgezet in kalme omstandigheden, de aanwezige grove fracties worden eveneens verder getransporteerd. De gemiddelde energie kan worden uitgedrukt door de modus, de mediaan,



het statistisch of grafisch gemiddelde en het eerste moment van een granulometrische verdeling.

Sedimentatie gebeurt bij een bepaald energie-interval, dikwijls bij energievermindering. Beneden een bepaald energie-interval slaat in theorie materiaal grover dan een kritische korrelgrootte neer. De hoeveelheid zal o.a. afhangen van de capaciteit, het maximaal ladingsvermogen van het transporterend medium en de wijze van transport.

De bezinkingssnelheid van de korrels neemt af met de afnemende korrelgrootte, waardoor bepaalde fijne korrels bij lage energie een grotere sedimentatietijd nodig hebben dan de grove.

Ook de sedimentatiewijze zoals de eventuele flocculatiemogelijkheid, het belang van de energie-afname, de samenselling van het materiaal in transport, het aanwezige kalk- en organisch materiaal leren dat een éénduidige correlatie van de korrelgrootteverdeling met de energie in het milieu uitgesloten is.

Bepaalde sedimenten of subpopulaties van verdelingen hebben bovendien niets met de oorspronkelijke energie in het milieu bij de afzetting te maken. Sommige schelpkleppen zijn niet door klastische sedimentatie in het sediment terecht gekomen, ze leefden syn- of postsedimentair in de laag. Andere sedimenten zijn residueel, na uitwassen van de fijnere fractie van een oorspronkelijke afzetting achtergebleven. Bemonstering kan gebeuren doorheen meerdere te onderscheiden laagjes, die onder verschillende energieomstandigheden sedimenterden. De fijne fractie van bepaalde verdelingen kan oorspronkelijk een kleikei geweest zijn herwerkt uit een kleilaag. Deze laatste voorbeelden zijn bemonsteringsfouten die niet noodzakelijk in de korrelgrootteverdelingen blijken.

Onder verschillende sedimentatie-omstandigheden kunnen dezelfde energie-omstandigheden heersen, waardoor in principe analoge populaties ter bezinking kunnen komen.

Het sediment bevat fracties afgezet uit de tractie-, saltatie- en suspensielading van het transporterend fluidum.



Deze subpopulaties vormen samen de granulometrische verdeling.

Bij een bepaalde stroomsnelheid kan grover materiaal rollend in beweging blijven, terwijl fijner materiaal salteert en het fijnste in suspensie is.

Er wordt vooral door G.S. VISCHER (1969) gesuggereerd dat de fijne en grove uiteinden van de verdelingen met de suspensie- respektievelijk de tractielading zouden overeenkomen.

Beschouwen we de energie-veranderingen in de gereconstrueerde omstandigheden, zoals we die in de Kwartaire sequenties aantreffen.

In wadsequenties is er een energie-afname geconstateerd vanaf het subtidale geulensysteem tot het hoogwad. Dit wordt gereflecteerd in de korrelgrootte, die in de sequenties evolueert van grof zand tot zware klei.

Specifiek voor de hier beschouwde mariene afzettingen is de getijdeninvloed. Subtidale getijdegeulen kennen bidirectionele stromingen waarbij op een bepaalde plaats meestal één van beide stroomrichtingen dominant is. Gedurende de kenteringen heersen de kalmste omstandigheden met mogelijke sedimentatie van de fijnste fracties. Herhaalde herwerking en afzetting is karakteristiek. Bij de intertidale sedimentatie vermindert het belang van de herwerking naar boven toe, en verhogen de bewaringskansen van de vloed-kenteringsedimenten.

Polymodale curves zullen ontstaan als gedurende de kenteringen ander materiaal wordt afgezet, als dit bewaard blijft en als de bemonstering doorheen zowel de kentering als de eb- of vloedsedimenten gebeurt. Deze snelheidsveranderingen induceren niet noodzakelijk polymodaliteit van de verdelingen. Kenteringssedimenten en afzetting van de ondergeschikte getijstrooming hebben in de subtidale afzettingen slechts een beperkte bewaringskans (bv. in de foresets van megaribbels).

De waargenomen goede sortering van de hoofdverdeling van de wadzanden kan een gevolg zijn van het sorterend effect



van de bidirectionele stromingen. Golfwerking, een ander sorteringsagens, is in getijdegeulen en op de wadplaten. sterk getemperd.

In strand en kustnabije sedimentatie is de bimodaliteit het gevolg van de aanwezige grove schelpfractie. Hier speelt de sorterende capaciteit van de golfwerking een rol. Deze sorteringscapaciteit is hoog voor strand- en duinafzettingen (VISCHER, 1969). De sortering van de hoofdverdeling in de wadsedimenten is dikwijls nog beter dan die in strandzanden.

Ook in de fluviatiele sedimenten (vooral de Weichseliaan afzettingen) wordt een serie van grof zand tot en met klei aangetroffen. Het verwilderd karakter van de geulen brengt mee dat laterale en verticale successies er veel brutaler gedifferentieerd zijn. De energiefluctuaties in fluviatiele en en fluvioperiglaciaire milieu's zijn meestal niet regelmatig en ze komen vrij frequent voor. We verwachten een minder goede sortering. Bepaalde fluviatiele afzettingen werden uit het zuiden aangevoerd, waarbij ze enerzijds dominant in de omgeving van Brugge in Tertiaire afzettingen herwerkt zijn ; ze kunnen ook herwerkt zijn uit Kwartaire mariene sedimenten, die uit het noorden werden aangevoerd.

De eolische en niveo-eolische zanden zijn herwerkt uit onderliggende fluviatiele, eolische of mariene sedimenten, het energie-interval bij afzetting, zowel als bij transport, is in het studiegebied voor de duur van de sedimentatie vrij constant gebleven waardoor geen sterke granulometrische verschillen worden opgemeten. Hun samenstelling hangt zoals voor de fluviatiele sedimenten af van het beschikbaar oorsprongsmateriaal en de sorteringsprocessen, die gedurende het transport hun invloed lieten gelden. We zochten een onderscheid tussen de fluvioperiglaciaire sedimenten en de eolische Weichseliaan reeksen.

Opvallend is dat de mediaan en de gemiddelde waarde van het gros van de mariene zanden niet te onderscheiden viel van zowel de fluviatiele als de (niveo-) eolische zanden.



De vergelijkbaarheid van de uitgevoerde analyses met die in andere gebieden verricht en dikwijls onder andere omstandigheden (bv. in een actief sedimentatiemilieu), moet worden nagegaan. Deze mogelijkheid tot vergelijken hangt van heel wat factoren af zoals de monstername, de analysemethode en zelfs de interpretatie-methode. Veel belangrijke granulometrische studies gaan uit van actieve sedimentatie-omstandigheden. In het hier beschouwde geval echter zijn de afzettingsomstandigheden in principe de onbekenden.

De granulometrie van stalen uit actieve sedimentatiemilieu's zijn afhankelijk van lokale omstandigheden, zoals het beschikbaar sediment. Ook worden er dikwijls oppervlakte-stalen onderzocht die niet altijd als dusdanig konden bewaard blijven in de sequenties. Het principe van analogie is dus niet zomaar toepasbaar. We vragen ons dan ook af welke parameters voor vergelijking in aanmerking komen. Naast de stalenreeksen, waarvan de afzettingsomstandigheden onbekend zijn, worden monsters onderzocht waarvan de sedimentatie-omstandigheden konden achterhaald worden uit bijvoorbeeld de sedimentaire structuren. Hier kunnen dus rechtstreeks de kenmerken overeenkomend met specifieke omstandigheden worden vastgelegd.

De toegepaste clustermethode biedt de mogelijkheid om de bekomen resultaten op andere stalen te testen :

- als de genese van die stalen gekend is, kan nagegaan worden of de voorgestelde groepering bruikbaar is als indicatie voor bepaalde sedimentatieomstandigheden.
- als de genese onbekend is kan de korrelverdeling een aanwijzing betekenen, geen criterium evenwel, voor de hydrodynamische omstandigheden.

Bij deze interpretatiestappen beklemtone we dat lokale factoren een belangrijke rol spelen en dat hier zeker niet wordt getracht op basis van korrelgrootteverdelingen universeel geldige criteria te vinden of te bevestigen voor de onderscheiden sedimentatieomstandigheden.

Het wetenschappelijk belang ligt vooral in de studie van de mogelijkheden en beperkingen van gebruikte meerdimensi-



onele interpretatietechniek op een onbeperkte stalenreeks. Vooral de sedimenten die visueel weinig te onderscheiden zijn, worden hier onderzocht. De zanden met mediaan tussen 90 en 200  $\mu\text{m}$  kwamen hiervoor in aanmerking.

Samenvattend wordt een overzicht gegeven van de doelstellingen van het granulometrisch onderzoek als dusdanig.

1. Er wordt gezocht naar de meest representatieve parameters en parameterseries voor de objectieve beschrijving en differentiatie van de korrelgrootteverdelingen van de eenheden.

Er werd geëxperimenteerd met volgende parameterreeksen. Elk van die reeksen levert een objectieve indeling die een aantal specifieke kenmerken accentueren.

- a) de percentielen van de verdeling (van 3% tot 97%)  
De verdeling wordt voor 96% beschreven.  
De zeer sterk wisselende uiteinden van de curve worden buiten beschouwing gelaten.
- b) het niet-cumulatief procentueel gewicht op de zeven van de zandfractie (1,75  $\phi$  - 4,25  $\phi$ ). De fijne en de grove fractie worden niet in rekening gebracht.
- c) een combinatie van grafische parameters in  $\phi$   
De percentielen 5% en 95%, de mediaan, het gemiddelde, de standaarddeviatie, de skewness en de kurtosis.  
Slechts 90% van de verdeling wordt beschreven door die parameters.  
De indeling wordt enerzijds toegepast op de volledige verdeling en op die herrekend voor de zandfractie.
- d) De karakteristieken van de hoofdverdeling zoals die uit de curves met probabiliteitsschaal tot uiting komen.  
Een combinatie van de morfologische karakteristieken van de korrelgrootteverdelingen uitgezet op waarschijnlijkheidspapier maken het mogelijk een indeling voor te stellen van de granulometrische groepen A en B.



2. Het onderscheid tussen mariene en continentale korrelgrootteverdelingen in het studiegebied wordt nagegaan.

Bij de vergelijking van de mariene met de continentale afzettingen, willen we vooral het effect van de getijdewerking nagaan op de korrelgrootteverdelingen.

Ook worden de gelijkenissen en de verschillen tussen de Holocene en de Eemiaan mariene afzettingen opgespoord. Hier moet weeral op het lokale karakter van de resultaten worden gewezen.

### 3. INDELING OP BASIS VAN DE KENMERKEN VAN DE PROBABILITEITS-CURVES VAN DE GRANULOMETRISCHE HOOFDGROEPEN A EN B.

#### 3.1. CLUSTERANALYSE 1 : KENMERKEN VAN DE HOOFDVERDELINGEN

##### 3.1.1. GEGEVENS EN PARAMETERS

280 stalen, die de verschillende lithostratigrafische eenheden vertegenwoordigen, althans deze eenheden die tot de granulometrische hoofdgroepen A en B behoren, werden onderzocht op basis van de karakteristieken van de probabiliteitscurves. Een aantal parameters worden gedefinieerd (Fig. VIII.1. ) :

1. Het procentuele belang van de hoofdverdeling (1)
2. De standaarddeviatie van de hoofdverdeling (2)  
Dit is een maat voor de richtingscoëfficiënt van de hoofdverdeling op een cumulatieve curve, berekend volgens de formule
 
$$\frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{2}$$
3. De coördinaten van het overgangspunt van de hoofdverdeling naar de interstitiële verdeling (het percentage en de korrelgrootte in  $\phi$  (3,4) )
4. De coördinaten van het overgangspunt van de hoofdverdeling naar de bijgemengde verdeling (5,6)
5. Het percentage dat de interstitiële verdeling inneemt (7)



Deze parametercombinatie werd gekozen om een indeling toe te laten op basis van de kenmerken van de hoofdverdeling van de curve. De helling van de staarten (fijne en grove extremiteiten van de cumulatieve verdelingscurve kan niet worden afgeleid).

Tabel VIII.2 geeft de kenmerken van de acht onderscheiden groepen weer.

De korresponderende korrelgrootteverdelingen worden op de figuur VIII.2. weergegeven.

### 3.1.2. BESPREKING VAN DE GROEPEN

#### Groep 1 :

Zanden met een zekere bijmenging (5%) en een interstitiële fractie van 20%. De hoofdverdeling is goed gesorteerd.

#### Groep 2 :

Groep 2 heeft vrij analoge kenmerken. Het belangrijkste verschil ligt in de contact- en grove bijmengingsverdeling, die zeer geringe percentages bedraagt (1,62%).

#### Groep 3 :

Stalen uit groep 3 zijn gekenmerkt door een belangrijke grove bijmenging (28%).

#### Groep 4 :

Deze groep 4 heeft een belangrijke hoofdverdelingsgedeelte (87%).

#### Groep 5 :

Groep 5 heeft een relatief slecht gesorteerde hoofdverdeling (0,5%).

#### Groep 6 :

Het percentage van de hoofdverdeling, weerspiegeld in de curve, is klein in die groep 6 (38%). Er is een belangrijke bijmenging van fijne sedimentfracties.



Groep 7 :

De interstitiële verdeling van groep 7 bedraagt tot 45%.

Groep 8 :

Groep 8 heeft een aanzienlijke interstitiële verdeling, geen grove bijmenging.

Alle continentale afzettingen behoren tot groepen (3), (5), (7) en (8). De meeste mariene afzettingen tot groepen (1), (2) en (4). In deze 3 groepen komen overigens geen continentale afzettingen voor.

De grove staart van de cumulatieve korrelgrootteverdeling bestaat meestal uit een minder goed gesorteerde overgangsverdeling en een slecht gesorteerde bijmenging van schelpen. Dikwijls ontbreekt die slecht gesorteerde staart. In de interstitiële verdelingen komen frequent meerdere subpopulaties voor, vooral waar deze interstitiële verdelingen een belangrijk percentage innemen.

## 3.1.3. BETEKENIS VAN DE TRUNCATIEPUNTEN VAN DE VERDELINGEN

De truncatiepunten zijn die punten op de verdeling, waar de hoofdverdeling overgaat in de interstitiële verdeling of in de bijmenging. Hoe hoger de snelheid bij afzetting, hoe grover de korrelgrootte en hoe grover het sediment dat mogelijk in suspensie wordt gebracht. Als de minder goed gesorteerde fijne staart overeenkomt met de suspensielading, zoals door VISCHER (1969) wordt gesugereerd (\*), dan verwachten we dat het truncatiepunt van grovere sedimenten ook grovere korrelgroottes aangeeft (kleinere  $\Phi$ -waarden).

Er is evenwel geen éénduidig verband waargenomen in de onderzochte stalenreeks, noch in de mariene, noch in de continentale, tussen de gemiddelde korrelgrootte en de grootte van het overgangspunt van de saltatie-naar de suspensielading. Wel ligt dit truncatiepunt voor de continentale sedimenten verschoven naar de fijne kant in vergelijking met de mariene.

(\*) De reptatiefractie is correleerbaar met de bijmengingsverdeling, de saltatiefractie met de hoofdverdeling en de suspensieverdeling met de interstitiële fractie.



Het cumulatief percentage waarbij de truncatie optreedt, is sterk wisselend en blijkt onafhankelijk van de beschouwde submilieu's.

Het truncatiepunt, bij de overgang tractie-saltatie, zou moeten verschuiven naar de fijnere fracties wanneer de energie in het milieu kleiner wordt. Een aanrijking van de reptatiefractie moet optreden niet zozeer van grove elementen doch van fijnere korrels, die nu door tractie worden voortbewogen. Dit zou eventueel een steiler verloop van de cumulatieve tractieverdeling kunnen impliceren, vermits de grove elementen toch niet worden verplaatst.

Het overgangspunt tractie-saltatie ligt bij de mariene stalen met goede sortering van de hoofdverdeling verschoven naar de fijne fracties toe.

De helling van de cumulatieve verdeling, die overeenkomt met de tractiepopulatie, is echter dikwijls vrij weinig hellend. We nemen dan ook aan dat een belangrijk deel uit een residuele fractie bestaat, die niet getransporteerd werd doch bij de getijdebewegingen werd aangerijkt. In die optiek kent de curve een zekere bimodaliteit. Die residuele fractie, meestal schelpen, kan op diverse wijze in het milieu terecht gekomen zijn.

### 3.2. INDELING VAN DE GRANULOMETRISCHE CURVES OP BASIS VAN DE CURVEKARAKTERISTIEKEN EN DE RESULTATEN VAN DE CLUSTER-ANALYSE 1

Een aantal typecurves zullen worden gedefinieerd op basis van de kenmerken van de cumulatieve korrelgrootteverdelingen uitgezet op probabiliteitspapier.

De onderscheiden types worden geïllustreerd op figuur VIII.3.

#### 3.2.1. DE VERDELINGEN VAN GRANULOMETRISCHE GROEP A

##### Type 1

S-vormige curve met zeer goed gesorteerde hoofdverdeling

$$\sigma = \frac{\Phi_{84} - \Phi_{16}}{2} = (0,20 \text{ à } 0,30 \Phi) .$$



De subverdelingen hebben zeer wisselende kenmerken, ze zijn steeds aanwezig. Bij schelprijke en schelphoudende sedimenten komt dikwijls een overgangsverdeling voor. De bijmenging kan eveneens sterk variëren. De interstitiële verdeling overschrijdt de 20 gewichtsprocenten niet. TYPE 1 omvat groepen 1, 2, 4 van de clusteranalyse 1.

#### Type 1a

Het truncatiepunt tussen de hoofdverdeling en de interstitiële verdeling varieert rond 80 gewichtsprocent en deze overgang situeert zich in een korrelgrootteinterval tussen 2,80  $\phi$  en 3,20  $\phi$  (respectievelijk groepen 2 en 1 van de clusteranalyse 1. De stalen die de belangrijkste bijmenging hebben (tot maximaal 10%) hebben de fijnste mediaan, ook de overgang van de hoofdverdeling naar de contact- en bijmengingsverdeling is meer in de richting van de fijnere korrelgroottes opgeschoven.

#### Type 1b

Het overgangspunt tussen de hoofdverdeling en de interstitiële verdeling ligt zeer hoog (90 gewichtsprocent). De bijmenging kan sterk variëren (0,5 à 6%) en kan dezelfde karakteristieken vertonen als die in type 1a.

Curvetype 1 bevat uitsluitend mariene sedimenten, zowel uit de Eemiaan- als uit de Holocene sedimentreeksen.

Het hoofdkarakteristiek is de goede sortering van de hoofdverdeling, die zowel in de grovere strandzanden als de fijnere waddenzanden tot uiting komt. Ook de actuele duinzanden hebben een vergelijkbare curve.

De goede sortering van strandzanden werd onder andere ook gesignaleerd door F. DEPUYDT (1972), waarbij wel dient vermeld dat door ontkalking en door verwijdering van het grof schelpgruis de grove staart van de verdeling werd geëlimineerd, wat de sorteringsswaarden sterk ten goede komt.

G.S. VISCHER (1969) stipte de goede sortering van de hoofdpopulatie (de saltatiepopulatie) van getijdegeulen en van zandwadafzettingen aan.

Er dient op gewezen dat de grafisch berekende en de uit het tweede moment afgeleide sorteringsswaarden de goede sortering van de hoofdverdeling niet steeds tot uiting brengen door de invloed van de grove en fijne fracties.

#### Type 2

Twee hoofdverdelingen komen voor, waarbij de grofste de minst goede sortering kent. Dit wil zeggen dat een truncatiepunt voorkomt, waarbij een minder steile verdeling overgaat in een steiler hellende subverdeling. De sortering van beide populaties is goed tot zeer goed. Deze verdelingen worden niet geïndividualiseerd door de clusteranalyse 1, waar slechts één hoofdverdeling in rekening wordt gebracht.



De onderscheiden curves zijn ook allen gekarakteriseerd door een grove en een fijne staart, waardoor een S-vorm behouden blijft. De grove contact- en bijmengingsverdeling overschreidt de 5% zelden. De overgang naar de interstitiële populatie komt voor tussen 80 en 90 cumulatief gewichtsprocent.

Vergelijken we deze curves met die van strandzanden door G. S. VISCHER (1969) voorgesteld, dan merken we de opvallende overeenkomst.

Bepaalde actuele strandzanden hebben eveneens dergelijk curve-type (vergelijk DEPUYDT, 1972, DE MOOR-DE DECKER, 1982). Overigens hebben enkel mariene sedimenten dergelijke korrel-grootteverdelingen. Verdelingen uit opgesplitste hoofdverdelingen worden ook aangetroffen in het laagste deel van de intertidale Holocene afzettingen (GGB).

### Type 3

Curves met middelmatig goed gesorteerde hoofdverdeling ( $0.5 - 0.7\phi$ ) gekenmerkt door een belangrijke grove bijmenging en een duidelijke fijne subverdeling. De grove subpopulatie is slecht gesorteerd. Hetzelfde geldt voor de fijne subpopulatie. De sedimenten die tot deze groep behoren, hebben meestal minimaal 6% grove bijmenging en meer dan 10% fijne interstitiële fractie. Het gewichtsprocent grover dan  $0\phi$  bedraagt minimaal 3% en het procent fijner dan  $4\phi$  is minstens 2%. Dit curvetype wordt beschreven door cluster 3, 5 en 8.

De Tertiaire sedimenten met dergelijk curvetype hebben een interstitiële fractie die tot 20% van de totale fractie kan bedragen en dikwijls bezitten ze een beperkte hoofdverdeling. Mariene Eemian sedimenten, die lager voorkomen dan het peil -6m en die een belangrijke schelpfractie bevatten, zijn door dit type gekenmerkt (Z2). In de Holocene wadsedimenten wordt dergelijke verdeling niet aangetroffen.

### Type 4

Curves met middelmatig goede sortering ( $0.4 - 0.6\phi$ ) van de hoofdverdeling en met weinig uitgesproken subverdelingen. Soms ontbreken de fijne en grove subpopulaties. Clusters 3, 5, 6 en 8 van clusteranalyse 1 beantwoorden aan dit type. De subpopulaties, vooral de grove, beslaan slechts beperkte hoeveelheden materiaal. De interstitiële populatie kan 20% bedragen, doch de sortering van die subverdeling is dermate goed, dat nooit meer dan 6% fijner is dan  $4\phi$ .

### Type 4a

Curves die de normale verdeling benaderen door het ontbreken van zowel een bijmengings- als een interstitiële verdeling. Dit uiterst zeldzaam type wordt enkel in de eenheid W/DK aangetroffen.

### Type 4b

Tot die eenheid behoren ook stalen waar de interstitiële verdeling ontbreekt of waarbij de helling van de subpopulatie slechts zeer weinig afwijkt van die van de hoofdverdeling.



Type 4c

Dit type heeft een S-vormige curve met zowel bijmenging als interstitiële verdeling. De curves worden best door clusters. (5) en (8) van clusteranalyse 1 beschreven. Het diagnostisch onderscheid tussen type 4c en type 3 is de betere sortering van de subpopulaties.

De afzettingen, gekenmerkt door type 4 omvatten uitsluitend continentale sedimenten, vooral van eolische, niveo-eolische en niveo-fluviatiele aard (eenheden NE/DK/FZ). Bij die eolische afzettingen is de minder goede sortering van de hoofdverdeling opvallend ten opzichte van de mariene sedimenten.

Dat ook fluvioperiglaciaire sedimenten bij deze groep moeten gerekend worden, illustreert de beperkingen van de granulometrische kenmerken voor de interpretatie van de afzettingsomstandigheden. Typisch echter is de geringe aanwezigheid van grove fracties en zelfs fijne fracties, zodat bij het berekenen van het 2de moment en van de grafisch afgeleide sortering blijkt dat de afzettingen gekarakteriseerd door verdelingstype 4 de best gesorteerde afzettingen omvatten.

Type 5

Curvetype 5 bestaat uit een samenstelling van meerdere populaties, wat een curve met verschillende knikken oplevert. Meestal hebben de verdelingen een minder goede sortering. Zowel continentale als mariene sedimenten kunnen gekenmerkt worden door dit curvetype. De polymodaliteit is ontstaan ten gevolge van bemonstering doorheen verschillende micro-sedimenteenheden.

Type 6

Een beperkte (60/70%) goed gesorteerde hoofdverdeling ( $0,2 - 0,35 \phi$ ) en slecht gesorteerde interstitiële ( $> 20\%$ ) en grove bijmengingsverdeling zijn de voornaamste kenmerken van dit type. Voornamelijk schelprijke Tertiaire sedimenten bezitten dit curvetype.

## 3.2.2. DE VERDELINGEN VAN GRANULOMETRISCHE GROEP B

Type 7

Curves met een beperkte hoofdverdeling (maximaal 60%). De hoofdverdeling is middelmatig goed gesorteerd ( $0,4 - 0,6 \phi$ ). Het hoofdkarakteristiek is de aanwezigheid van verschillende subpopulaties in de fijne interstitiële verdeling (lijnstukken op de cumulatieve curve). Meestal hebben de lijnstukken een geleidelijk afnemende helling in de richting van de fijne fracties. De hoofdverdeling is ondanks zijn hoge sorteringswaarde ( $0,4 - 0,6 \phi$ ) nog de best gesorteerde subpopulatie. Een grove bijmenging is al dan niet aanwezig.



Dit curvetype komt uitsluitend voor bij continentale afzettingen, die een belangrijke fijne fractie bevatten (tussen 15 en 50%). Deze verdelingen werden dan ook hoofdzakelijk in de eenheid LC van de Weichseliaan sequenties aangetroffen.

#### Type 7a

De curves hebben een analoog verloop als het overgangstype 6 uit de granulometrische groep A, waar de interstitiële fractie evenwel minder belangrijk was.

### 3.2.3. DE VERDELINGEN VAN GRANULOMETRISCHE GROEP C

Een indeling in hoofdverdeling, interstitiële en grove bijmenging is hier niet erg representatief.

De meeste curves zijn gekenmerkt door hun uiterst vlak verloop (slechte sortering) vooral beneden de 50  $\mu\text{m}$ . De cumulatieve verdeling blijkt nog te zijn samengesteld uit diverse subpopulaties met steeds verminderende richtingscoëfficiënt van de samenstellende lijnstukken.

Bij de extreem hoge hoeveelheden fijne fractie ( $< 50 \mu\text{m}$ ) is de zandaanwezigheid als bijmenging te beschouwen. Meestal echter komt binnen de zandfractie nog een knik voor in de curve. Bij de studie van de fijne fractie wordt uitvoerig ingegaan op de problematiek van de klei- en leemverdeling.

## 4. GRAFISCHE GRANULOMETRISCHE PARAMETERS VOOR DE INDELING IN REPRESENTATIEVE GROEPEN.

### 4.1. DE KEUZE VAN DE PARAMETERS

Een aantal grafische parameters, berekend in  $\Phi$ -waarden, worden uitgekozen, 2 parameters zijn onbenoemd :

1. Het 5 - percentiel
2. Het 95 - percentiel
3. De mediaan



4. Het gemiddelde (grafisch volgens FOLK & WARD, 1957).
5. De standaarddeviatie (grafisch volgens FOLK & WARD, 1957).
6. De scheefheid (grafisch volgens FOLK & WARD, 1957).
7. De kurtosis (grafisch volgens FOLK & WARD, 1957).

90% van de korrelgrootteverdeling wordt beschreven door de keuze van die parameters. De clusteranalyse wordt op de totale populatie van beschikbare korrelgrootteverdelingen toegepast, en daarnaast op de mariene en op de continentale afzonderlijk.

#### 4.2. INDELING VAN DE MARIENE ZANDEN : CLUSTERANALYSE 2

##### 4.2.1. BESPREKING VAN DE GROEPEN IN DE MARIENE EEMIAAN EN HOLOCENE ZANDEN ( Tabel VIII.3. en figuur VIII.4.).

###### Groep 1

Deze groep omvat verdelingen die de Gausscurve relatief goed benaderen. Ze hebben een zeer beperkte aanrijking van fijne fracties ( kleine positieve scheefheid ). zijn weinig puntig (kurtosis iets groter dan +1). Deze groep omvat een belangrijk aandeel van de intertidale Holocene zanden H/GGB (\*) evenals de meeste onderzochte stalen van de zandige wadafzettingen van E/Z-K3 (\*). Ook in de offshore en nearshore Eemiaan afzetting (E/Z2s en G/Z4c) komt deze groep in belangrijke mate voor. Bepaalde subtidale Holocene geulsedimenten behoren eveneens tot die fijne zandige groep. Het zijn deze afzettingen die een zeer goed gesorteerde hoofdverdeling hebben (typecurve 1)

###### Groep 2

Groep 2 is gekenmerkt door een hoeveelheid fijne fractie die de 5% overschrijdt met een gemiddelde waarde die tussen die van groep 1 en 4 fluctueert. Dit verklaart de minder goede sortering, de positieve skewness en grotere kurtosis. Groep 2 is dominant in de schelphoudende offshore zanden (E/Z4n) en in de Eemiaanwaddenzanden (E/Zo). Beide afzettingen werden in het uiterste noorden van het kaartblad Brugge aangetroffen.

- (\*) PE : Pre Eemiaan  
 E : Eemiaan  
 W : Weichseliaan  
 H : Holoceen



Groep 3

De meeste kleihoudende afzettingen worden hier samengebracht. De aanrijking van de fijne fractie veroorzaakt een verschil tussen de mediaan en de berekende gemiddelde waarde. De stalen hebben een grote kurtosiswaarde.

In deze groep zijn de wadafzettingen vertegenwoordigt die behoren tot het bovenste zandwad tot het gemengd wad (H/GGB, E/Zo, E/Z5).

Groep 4

Deze groep heeft opvallende gelijkenis met de vorige. Het zand is iets grover (mediaan =  $2,57 \phi$ ) en het bevat opvallend minder fijne fractie. Dezelfde eenheden als groep 1 zijn gekenmerkt door dergelijke verdeling. Naast de diepst voorkomende intertidale afzettingen (H/GGB en E/Z/K3) en de bovenste open mariene afzettingen zijn deze grovere zanden ook karakteristiek voor de subtidale Holocene getijdegeulen (onafhankelijk van de hoogteligging).

Groep 5

Deze groep omvat sedimenten met een aanzienlijke grove bijmenging die vooral uit schelpmateriaal bestaat. De scheefheid neemt negatieve waarden aan, er is een slechte sortering ( $\sigma_I = 1,32 \phi$ ).

De mediaan wijkt niet af van de belangrijkste andere groepen het gemiddelde is echter verschoven naar de grove fracties toe. De eenheden Z2n en Z2s, die schelpaanrijkingen bevatten, behoren tot die groep. In principe verwachtte men dat getijdegeulopvullingen (H/GGA, E/Z5) ook dergelijke verdelingen bevatten.

Groep 6

Deze groep wijkt af van 1 en 4 door zijn iets grovere staart, zijn beperkter fijne fractie en mediaanwaarde.

De scheefheid en de kurtosis wijzen op een sterke benadering van de Gausskurve. Het zijn de kleiloze zanden van vooral de subtidale Holocene getijdegeulafzettingen en de nearshore en strandzanden (E/Z2n en E/Z4s). De intertidale zandplaten van het Holoceen (+ 2 à 0m O.P.) omvatten eveneens dergelijke verdelingen.

Groep 7 en 8

Deze groepen worden van de andere gescheiden door hun extreem grote grove fractie.

De verdelingen hebben dus slechte sorteringsswaarden, sterke puntigheid en negatieve scheefheid. Net zoals groep 5 worden hier de geulbasis en andere residuele afzettingen in ondergebracht (E/Z2n, H/GGA).



#### 4.2.2. INTERPRETATIE

De keuze van de parameters maakt hier vooral een indeling mogelijk op basis van de verschillende kenmerken van de extremititeiten van de cumulatief uitgezette korrelverdelingen. Hierbij wordt impliciet aangetoond dat de gekozen parameterreeks, berekend volgens de grafische methode, in hoge mate van de 95 en 5 percentiel afhangt.

Samenvattend kunnen we wijzen op de grote gelijkenissen wat betreft de granulometrische verdelingen tussen de verschillende zandwadzanden (E5/Z5, E/Z-K3 en H/GGA). Ook de overeenkomsten tussen de Eemiaan mariene afzettingen (E/Z2s en E/Z4c) zijn opvallend.

De Eemiaan strandzanden vertonen granulometrische gelijkenissen met de subtidale Holocene sedimenten.

Slechts drie groepen hebben een negatieve scheefheidswaarde. Deze beslaan slechts een zeer gering percentage van de stalen. Nog eens twee groepen hebben zeer kleine scheefheidswaarden. Een belangrijk aandeel van de mariene sedimenten is gekenmerkt door een uitgesproken positieve scheefheid. Dit betekent dat er een aanrijking van de fijnere fracties voorkomt. De Noordzeestrandzanden zijn gekenmerkt door een negatieve scheefheid (DEPUYDT, 1972). De duinafzettingen benaderen dicht de normale Gausscurves met scheefheidswaarden rond nul.

De studie leert dat de mariene schelprijke afzettingen (E/Z2, H/GB) als volgt kunnen worden gekarakteriseerd: ze hebben een slechte sortering en een negatieve scheefheid, waarbij ze niet van de silexhoudende fluviatiele zanden verschillen. Meestal echter bezitten de mariene eenheden een goed gesorteerde hoofdverdeling en zijn ze uitgesproken puntig (hoge kurtosis).

De fluviatiele grinthoudende sedimenten hebben in het studiegebied meestal een grovere mediaan, een minder goede sortering van de hoofdverdeling en een minder uitgesproken kurtosis. Deze relatieve kenmerken zijn evenwel niet diagnostisch.

Voor de leem- en kleirijke sedimenten is het onderscheid tussen mariene en continentale sedimenten niet zo eenvoudig.



Beide sequenties hebben hoge sorteringsswaarden. De mediaan ligt nog in de zandfractie, vermits we enkel de groepen A en B beschouwen.

De scheefheid is uitgesproken positief, de kurtosis varieert sterk. De sortering van de hoofdverdeling is geen indicatie voor het onderscheid.

De korrelgrootteverdelingen met fijne fractie kleiner dan 10% en grover dan 5% ( $> 500\mu\text{m}$ ) vormen het grootste deel van de marien en continentale stalen, waarbij enkel de zeer goed gesorteerde hoofdverdeling een expliciet marien karakteristiek blijkt te zijn in het studiegebied.

De eenheden H/GGA en H/GGB worden door de clusteranalyses niet gescheiden, met andere woorden intertidale en subtidale sedimenten kunnen opbasis van de gekozen parameterreeks niet gedefinieerd worden.

#### 4.3. DE CONTINENTALE AFZETTINGEN OP BASIS VAN DE GRAFISCHE PARAMETERS

##### 4.3.1. DOELSTELLING

De indeling in groepen gebeurt met dezelfde grafische parameters als voor de indeling van de mariene zanden gehanteerd. Het meest algemene interpretatieniveau beoogt het granulometrisch onderscheid tussen de eolische of niveo-eolische afzettingen (DK, NE, FZ) enerzijds en de fluvioperiglaciaire sedimenten (FL1, FL2, LC en FZ) anderzijds.

We verwijzen naar tabel VIII.4 en figuur VIII.5.

##### 4.3.2. BESPREKING VAN DE GROEPEN ( Tabel VIII.4. )

###### Groep 1

Tesamen met groep 3 vormen dit de best gesorteerde Weichseliaan zanden, die een normale Gauss-curve dicht benaderen (skewness  $\pm 0$  en kurtosis  $\pm 1$ ).



90% van de verdeling valt tussen 300 en 100µm. Stalen uit de eenheid DK behoren voor 90% tot die groep, FZ voor 33% en de eenheid NE voor meer dan 70%. Deze groep omschrijft in belangrijke mate de eolische afzettingen. Er dient bemerkt dat ook de sedimenten uit FL1, FL2, ALL en LC dergelijke verdelingen kunnen aannemen.

#### Groep 2

Deze groep heeft een uitgesproken fijne fractie en een fractie grover dan 500µm komt niet voor. De fijne fracties zijn aangerijkt, vandaar de positieve skewness. Groep 2 omvat 50% van de stalen uit FZ en 60% van de zandige tussenlagen uit LC. Dergelijke stalen geven een idee over de samenstelling van de fluvioperiglaciair aangevoerde sedimenten, die later eolisch herwerkt werden. De zuiver eolische zanden behoren niet tot die eenheid. Het belang van dergelijke stalen in de eenheid NE kan een aanwijzing zijn voor de combinatie van de eolische werking met de ruiselementsprocessen. Hierbij werd ook materiaal uit de eenheid FZ herwerkt.

#### Groep 3

De zanden uit die groep omvatten de grofste Weichseliaan zanden (mediaan 2.35  $\phi$ ). Een fijne fractie ontbreekt nagenoeg. De grove bijmenging is niet voldoende om de skewness een negatieve waarde te doen aannemen. Ook deze verdeling, althans de beschouwde 90% ervan benadert sterk de Gaussiaan. De onderste fluvioperiglaciaire zanden van het Weichseliaan (FL1) bevatten dergelijke verdelingen (40%).

#### Groep 4

Deze groep wordt gekarakteriseerd door de belangrijke fijne fractie die de scheefheid positief beïnvloedt. De sortering is slecht. Het zijn zeer fijne zanden met mediaanwaarde kleiner dan 100µm. We treffen dergelijke zanden aan in de diverse fluvioperiglaciaire afzettingen (FZ, LC, ALL, FL1 en FL2).

Deze vier groepen omvatten het gros van de Weichseliaan afzettingen. Volgende groepen 5 tot 8 omvatten die verdelingen met een belangrijke interstitiële fractie en/of met een belangrijke grove bijmenging.

#### Groep 5

De verdelingen uit die groep bevatten meer dan 5% kleifractie. Desondanks wijkt de gemiddelde mediaanwaarde niet van die van de vorige groepen (1, 2, 3, 4) af. De sortering is slecht, de scheefheid positief en de kurtosis groot (puntige verdeling). Enkel stalen uit de leemafzettingen LC behoren tot die groep. We troffen analogen aan in de kleilige tussenlagen van de zandlagen FL2 en FZ.

#### Groep 6

Stalen uit groep 6 behoren in feite tot de granulometrische groep C. Het is een zware zandhoudende leem van het leemcomplex LC.



### Groep 7

Ook groep 7 omvat stalen uit het leemcomplex LC. Naast een belangrijke fijne fractie komt ook een aanzienlijke grove fractie voor. Deze groep omvat zeer slecht gesorteerde zandlemen tot lemige zanden.

### Groep 8

Groep 8 wordt gekenmerkt door middelmatig fijne zanden met grove bijmenging. In deze groep komen de zeldzame silexhoudende fluvia-tiele sedimenten voor (FL1, FL2).

## 4.3.3. INTERPRETATIE

Dat de verschillen tussen de eenheid NE en DK niet duidelijk tot uiting komen is te wijten aan het feit dat de variantie verschillen tussen deze sedimentgroepen kleiner zijn dan die ten opzichte van de andere groepen.

Nog meer opvallend dan bij de mariene verdelingen is het relatief zeldzaam voorkomen van stalen met een negatieve skewness. De kurtosiswaarden zijn allen groter dan +1, wijzend op een zekere puntigheid van de verdeling, zelfs bij de slecht gesorteerde sedimenten. De mariene afzettingen omvatten groepen met een betere sortering dan de continentale.

De meest frequent voorkomende groepen, zowel van mariene als van continentale aard hebben gemiddelde waarden tussen 2.5 en 3.0  $\phi$ . Slechts zelden komen grovere sedimenten voor die dan meestal van mariene oorsprong zijn.

## 4.4. AANVULLENDE CLUSTERANALYSES

### 4.4.1. NIET CUMULATIEVE ZEEFRESULTATEN

De mariene zanden werden ook nog ingedeeld op basis van de niet cumulatieve zeefresultaten tussen 1.75 en 4.25  $\phi$ .

De kenmerken van de modale klassen en de modaliteit in het beschouwde interval kunnen hier worden geëvalueerd.

Op figuur VIII.6 en tabel VIII.5 worden 8 groepen onderscheiden. Een aantal groepen zijn gekenmerkt door een uitgesproken bimodaliteit in de zandfractie. Dergelijke verdelingen komen in diverse eenheden voor en werden onder verschillende omstandigheden afgezet.



#### 4.4.2. INDELING VOLGENS PERCENTIELEN

Van 250 granulometrische verdelingen uit groepen A en B werden de percentielen als parameters beschouwd.

Volgende percentielen werden gebruikt :

$\phi$  (3, 5, 10, 16, 20, 25, 30, 50, 70, 75, 80, 84, 90, 95, 97)

Op figuur VIII.7. worden de diverse curves weergegeven met hun respectieve standaarddeviatie.

Ze illustreren in hoeverre de richting van de hoofdverdeling indicatief is. Opvallende gelijkenissen met de eerder voorgestelde groeperingen op basis van andere parameterreeksen werden genoemd.

Groepen 5 en 6 omvatten de lemige en kleiige sedimenten. Groepen 7 en 8 de silexhoudende en schelprijke afzettingen. Groep 1 tot en met groep 4 omvatten de meeste strand-, zandwad-, off shore-, near shore-, eolische- en fluvioperiglaciaire afzettingen, waarbij een onderscheid tussen continentale en mariene submilieu's niet scherp te trekken is.

#### 4.5. BESLUITEN

Na de experimenten met diverse parameterreeksen op de zandige stalen ( met mediaan in het interval 220 en 90 $\mu$ m ), waarbij er slechts een viertal werden geïllustreerd, besluiten we dat er geen granulometrische parameterreeks bestaat, die toelaat in het testgebied Brugge de mariene en de continentale afzettingen on-dubbelzinnig van elkaar te onderscheiden.

Evenmin kunnen de eolische van de fluviatiele, de intertidale van de subtidale en de wadzanden van de open mariene afzettingen worden afgezonderd.

Hiertoe beschouwden we de morfologische kenmerken van de curves, de traditionele grafische parameters, de berekende momenten en de modaliteit. Ook de cumulatieve en niet cumulatieve verdelingen werden bestudeerd, de percentielen, de bruto-zeefgegevens enzovoort.



Blijkbaar hebben in het studiegebied de toevallige omstandigheden en de continue herwerking dermate ingewerkt, dat de sedimenten analoge kenmerken vertonen, ondanks hun verschillende genese.

Het belangrijkste resultaat is dat de op het veld geïndividualiseerde stratigrafische eenheden niet tot uiting komen in de groepen die door clusteranalyse werden afgeleid.

Dit geldt voor alle voorgestelde parameterreeksen, toegepast op stalen die macroscopische gelijkenissen vertonen.

De tabellen (\*), weergegeven bij de stratigrafische eenheden met de gemiddelde waarden, geven een totaal verkeerd beeld van de verschillende soorten korrelgrootteverdelingen.

Op basis van die tabellen zullen verdelingen van onbekende stalen niet ondubbelzinnig bij een bepaalde sedimentaire eenheid kunnen worden ingedeeld.

Bij de clustermethode werden de groepen dermate gedefinieerd dat een staal slechts tot één bepaalde groep kan behoren of tussen de groepen invalt.

Bij de indeling in groepen op basis van de verschillende parameterreeksen werden de stalen enigszins verschillend verdeeld en overlappen de groepen niet volledig.

De verschuivingen zijn echter niet van die aard, dat bepaalde parameterreeksen betere benaderingen zouden geven dan de onderscheiden stratigrafische eenheden.

Er mag gesteld worden dat zowel de clustering op basis van percentielen als op basis van de korrelgroottefracties en de grafische parameters een objectieve indeling van de beschikbare sedimenten mogelijk maakt.

## 5. DE STUDIE VAN DE ZANDFRACTIE

### 5.1. PROBLEMATIEK

Vermits 80% van de verzamelde stalen geklasseerd kunnen worden bij de zanden van groep A en B, is het vanzelfsprekend dat bijzondere aandacht uitgaat naar de fractie, die tussen 2000 en 63µm ligt.

(\*) Tabellen II.2, II.6, II.11 en II.16.



Bij het uitzetten van een granulometrische verdeling werden de resultaten van de verschillende laboratoriumtechnieken op dezelfde curve verwerkt.

De behandeling van de fijne fractie ( natte zeving , pipetmethode van Köhn ) verschilt totaal van deze van de zandfractie ( mechanische zeving ). De fijne fractie moet voorbehandeld worden, terwijl we voor de zandfractie de optie namen het sediment in zijn oorspronkelijke toestand te bewaren.

De grintfractie ( $<2000\mu\text{m}$ ) wordt in de meeste studies morfometrisch benaderd.

Het probleem van de combinatie van de morfometrische analyses, de bezinkingstechnieken en de mechanische zevingen kan omzeild worden door de grintfractie, de zandfractie en de fijne fractie afzonderlijk te bestuderen.

Anderzijds kunnen de resultaten omgerekend worden naar equivalentedimensies, steunend op limiet-valsnelheden ( formules van STOKES en BERTHOIS-GENDRE ) ( RIVIERE, 1977 ).

Beschouwen we de zandfractie, dan kan het probleem van de open klassen geëlimineerd worden en de extrapolatie uitgeschakeld worden, waardoor de momentenmethode beter toepasbaar wordt.

Net als voor de totale verdeling kan visueel worden nagegaan in welke mate de verdeling van de zandfractie een normale verdeling benadert, door uitzetting op probabiliteitspapier.

De studie van de zandfractie abstraheert zowel een variabele fijne als grove fractie, waardoor de berekening een wijziging van de parameters met zich meebrengt.

Deze wijziging gebeurt niet met een vaste factor.

De mediaan heeft bij de studie van de zandfractie een andere betekenis dan bij de studie van de totale fractie.

Deze mediaan geeft hier in veel mindere mate een indicatie over de afzettingsenergie.

Bij de studie van de zandfractie worden dezelfde interpretatietechnieken toegepast als voor de totale verdeling. De parameters werden vergeleken, de meest significante groepenindeling wordt voorgesteld.



Opvallend is dat de grafische parameters en de momenten aantonen dat een normale verdeling veel beter wordt benaderd bij de studie van de zandfractie. ( skewness  $\pm 0$  en kurtosis  $\pm 1$  voor de grafische parameters ).

De resultaten na berekening van de momenten in  $\phi$  zijn vergelijkbaar met de grafische. De verschillen tussen de mediaan en het gemiddelde berekend uit het eerste moment worden gereduceerd.

De morfologische karakteristieken van de curves worden gewijzigd na herrekening van de totale verdeling naar die van de zandfractie. De verschillen uiteten zich vooral op de probabiltiteitscurves. De hoofdverdeling ondergaat relatief weinig wijzigingen. Voor de oorspronkelijke fijne sedimenten ontbreekt na omrekening het buigpunt van de fijne fractie dikwijls. De helling van vooral de interstitiële verdeling, als die aanwezig is, wordt dikwijls groter op de cumulatieve curves. Typisch is het verschijnen van supplementaire buigpunten meestal rond 95% gewichtsprocent ( tussen 2.9 en 3.1  $\phi$  ).

Gezien de grens van de zandfractie op 2000 $\mu$ m ( $-1\phi$ ) wordt de schelpfractie slechts gedeeltelijk geabstraheerd. In de te bestuderen sedimentreeks is het grintgehalte meestal verwaarloosbaar klein, zodat de wijzigingen vooral een gevolg zullen zijn van het buiten beschouwing laten van de fijne fractie.

De standaarddeviatie neemt toe met het gehalte aan fijne fractie in de sedimenten, waar de grove staart onbelangrijk is. De sortering wordt dus slechter.

De standaarddeviatie neemt eveneens toe samen met de waarde voor de skewness in afzettingen waar de grove fractie domineert. Waar zowel de grove als fijne subpopulaties een grote rol spelen zal de sorteringscoëfficiënt ook groot worden.

De skewness geeft een idee over het relatief belang van de grove fractie ( negatieve skewness ) en de fijne fractie ( positieve skewness ). De beste sortering wordt hier gevonden in zanden met mediaan tussen 2.25 en 3.0  $\phi$  en waarbij het gehalte fijne fractie en grove fractie beperkt is, dus waar de saltatiepopulatie volgens G.S. VISCHER (1969) sterk domineert.



## 5.2. CLUSTERANALYSE 7 : DE ZANDFRACTIE VAN DE TOTALE POPULATIE

### 5.2.1. INLEIDING

De mariene sedimenten uit het testgebied zijn van de continentale sedimenten te onderscheiden na omrekening tot de zandfractie. Een aantal omgerekende stalen uit de diverse sedimentatiemilieu's worden met hun omgerekende grafische parameters door clusteranalyse ingedeeld.

Slechts 63% van de variantie komt tot uiting bij de beschouwing van de twee principaalcomponenten. De eerste wordt volledig door het gemiddelde bepaald, dus ook door de mediaan en de 95 percentiel.

De tweede component brengt vooral de sorterings- en scheefheidsvariatiaties in rekening. Wegens de beperkte variantie van de scheefheid wordt de indeling in groepen vooral geconditioneerd door het gemiddelde en de standaarddeviatie ( Fig. VIII.9 . ).

### 5.2.2. BESPREKING VAN DE GROEPEN ( Tabel VIII.7. en Fig. VIII.8. ).

Er worden 4 groepen onderscheiden met een negatieve scheefheid.

Alle groepen hebben kenmerken die slechts zeer weinig afwijken van de Gaussverdeling ( skewness  $\pm 0$  en curtosis  $\pm 1$  ).

De studie van de zandfractie zal vooral de helling van de verdeling ( de sortering ) en de variaties van de gemiddelde waarden in rekening brengen voor de onderverdeling.

#### Groep 1

Deze groep omvat Holocene getijde-afzettingen, vooral de subtidale en zuiver eolische Weichseliaan zanden (eenheid DK).

#### Groep 2

Groep 2 bestaat uit iets fijner materiaal dat vooral intertidale afzettingen en een aantal open mariene Eemiaan afzettingen bevat. Deze groep is niet erg frequent vertegenwoordigd in continentale afzettingen, behalve in de fluvioperiglaciaire FZ sedimenten



De groepen 1 en 2 hebben een zeer goede sortering.

#### Groep 3

Dit is een typisch continentale afzetting van het studiegebied. De sortering is iets minder goed (0.5) dan bij de uitgesproken mariene stalen. Deze groep komt in alle Weichseliaan lagen voor.

#### Groep 4

Deze groep bestaat uit iets grover materiaal. Zowel mariene als continentale stalen hebben een dergelijke verdeling.

#### Groep 5

De stalen van groep 5 bevatten een uitgesproken grove fractie. Het is de typische groep waarin schelphoudende en silexhoudende afzettingen worden ondergebracht.

#### Groep 6

Deze verdelingen treffen we vooral aan in de open marien Eemiaan reeksen en niet in het Holoceen.

#### Groep 7

Deze groep beschrijft de fijne zandige tussenlagen van de leemcomplexen LC en ALL uit het Weichseliaan.

### 5.3. ONTKALKEN VAN DE ZANDFRACTIE

Het kalkgehalte van de zandfractie wordt vergeleken ten opzichte van het totale staal en ten opzichte van de totale zandfractie.

Er werd ook gefractionneerd ontkalkt, met andere woorden een aantal fracties, bekomen na de droge zeving werden afzonderlijk ontkalkt. Het effect op de granulometrische curves wordt nagegaan ( Fig. VIII.9. ).

Per fractie wordt procentueel het belang van de kalkfractie vastgelegd.

Het kalkgehalte van de zandfractie van mariene afzettingen is gemiddeld groter dan die van continentale afzettingen.

Nagenoeg alle korrels grover dan 1000µm bestaan uit schelp-partikels in de mariene sedimenten. Uitzondering hierop vormen de residuele sedimenten met grote hoeveelheden herwerkt silexgrint. Het percent kalkgehalte van de zandfractie hangt dus in hoge mate af van de grove fracties.



Ook de fijnere sedimentfracties spelen een rol. Vooral de fracties tussen 125 en 50 $\mu$ m bevatten een belangrijk percentage kalk, vooral omdat zich in deze fractie het gros van de korrels bevindt. In feite komt daar zelden een kalkfractie voor, die belangrijker is dan 15% van de gewichtsfractie tussen 125 tot 50 $\mu$ m.

Voor schelparme zandrijke sedimenten is het kalkgehalte van zowel mariene als continentale sequenties evenredig met het gewichtsprocent van de fractie tussen 125 en 50 $\mu$ m.

Meestal gaat het verwijderen van de kalk gepaard met het gedeeltelijk verschuiven van de zeefresultaten naar de fijnere fractie toe.

De figuur VIII.10. geeft de verdeling van de kalkfracties weer, enerzijds berekend ten opzichte van de totale zandfractie, anderzijds ten opzichte van het gewichtsgehalte per fractie. Het verschil is zeer opvallend tussen de mariene en de continentale stalen. Bij de continentale is het kalkgehalte van de grovere zandfracties relatief onbelangrijk. Meestal overigens hebben de Weichseliaan zanden van groep A een beperkter kalkgehalte dan de granulometrisch analoge mariene sedimenten.

De belangrijkste kalkconcentraties in de onderzochte monsters zitten dus enerzijds in de fijne fractie en anderzijds in de grovere fracties.

Het effect van de ontkalking laat zich dan ook voornamelijk gevoelen in de extremiteiten van de granulometrische curves.

Bij de cumulatieve curves blijkt dat na ontkalking de grove staart verdwijnt of een steilere helling bekomt, terwijl ook een steilere helling genoteerd wordt voor de fijne fractie. Het kalk in de grove fractie bestaat meestal uit schelpgruis, schelpkleppen en ander klastisch materiaal. Na ontkalking verandert de mediaan nauwelijks, zelfs bij kalkrijke stalen.

Het gewichtsprocent van de kalkgehaltenes van de totale zandfractie is meestal recht evenredig met het schelpgehalte.



## 6. STUDIE VAN DE FIJNE FRACTIE

Een grote hoeveelheid analyseresultaten van voornamelijk kleiige sedimenten is beschikbaar ( DE LEENHEER et al., 1960 ). Deze gegevens werden aangevuld met de 180 analyses van de fijne fracties van zowel zandige als kleiige sedimenten.

Een aantal parameters en relaties tussen parameters werden onderzocht, enerzijds ten opzichte van de totale fractie van het staal, anderzijds ten opzichte van de fijne fractie zelf.

### 6.1. DE VERHOUDING KLEI TEN OPZICHTE VAN HET AFSLIBBAAR MATERIAAL

Verschillende auteurs vonden een vast verband tussen de fractie kleiner dan  $2\mu\text{m}$  en deze tussen 2 en  $20\mu\text{m}$  voor de mariene getijde-afzettingen ( KOOISTRA, 1978 ; ZUUR, 1954 ; WIGGERS, 1955 ). Vooral voor sedimenten met beperkte fracties  $< 2\text{ m}$  en tussen 2 en  $20\mu\text{m}$  blijken er belangrijke afwijkingen van het rechtlijnig verband op te treden.

Dit is bijvoorbeeld het geval voor de mariene Eemiaan hoogwadafzettingen in het binnenland. Het verband gaat evenmin goed op voor de continentale afzettingen.

Lineaire regressie-analyses ( Tabel VIII.8.) werden uitgevoerd voor de mariene Eemiaan afzettingen, de continentale Weichseliaan-, de mariene Holocene- en de Terti aire sedimenten. De rechte voor de mariene Holocene sedimenten komt niet geheel overeen met die van M.J. KOOISTRA (1978).

De figuur VIII.11 bevat de resultaten van de analyses van de fijne fractie van de mariene Holocene afzettingen, die behandeld werden met gebruik van peptisan ( natrium-metahexafosfaat ) en na verwijdering van de kalk en organische fractie.

At random werden ter aanvulling gegevens uitgekozen uit de analyseresultaten van DE LEENHEER et al. (1960) en van het Rijksinstituut voor grondmechanica.

De rechte, die het verband uitdrukt volgens M.J. KOOISTRA (1977). wordt erbij geprojecteerd. Deze rechte was geldig voor de intertidale sedimenten van de Oosterschelde en benadert vrij goed deze voor het studiegebied.



Een belangrijke afwijking komt voor bij stalen met kleine kleigehaltes (<5%). In deze gevallen wordt verhoudingsgewijs meer slib aangetroffen. Figuur VIII.12 geeft de analyseresultaten van de niet behandelde stalen ( zonder ontkalking, zonder vernietiging van organisch gehalte en zonder gebruik van peptisan ). Iedere relatie gaat verloren. Het kleigehalte ten opzichte van het gehalte tussen 2 en 20µm verkleint gevoelig en dit niet volgens een vast verband.

Vervolgens werd nagegaan of het lineair verband, geldig voor mariene Holocene sedimenten ook toepasbaar is op de mariene Eemiaan sedimenten, op de Tertiaire afzettingen en op de Weichseliaan sedimenten ( Fig. VIII.13. ).

De mariene Kwartaire sedimenten vertonen een goede correlatie, die echter niet zo expliciet is als aangetroffen in de actieve wadafzettingen van de Oosterschelde (KOOISTRA, 1977 ). De best passende rechten zijn ten opzichte van de rechte van KOOISTRA bij een kleigehalte van 25% allen in de richting van de grovere slibfractie verschoven, vooral de Tertiaire.

De best passende rechte voor de Kwartaire sedimenten wijkt af van die voor de Tertiaire. Voor de stalen met kleigehalte kleiner dan 25% is er wat betreft het Jong Kwartair een tendens van relatieve toename van het kleigehalte ten opzichte van het slibgehalte.

Ondanks de lage correlatie-coëfficiënten blijken deze significant na de toepassing van de t-test, waarbij de significantiedrempel  $r_0$  als volgt wordt bepaald :

$$r_0 = \frac{t^2}{t^2 + N-2}$$

$t$  = getabelleerde waarde afhankelijk van het significantie bereik. Voor een significantieniveau van  $\alpha = 99.5\%$  bijvoorbeeld over de correlatie mogelijkheid bij 30 stalen is de significantie-drempel 0.46. Als de correlatiecoëfficiënt hoger ligt, is de correlatie significant.



## 6.2. HET VERLOOP VAN DE CUMULATIEVE CURVES

Fracties kleiner dan  $20\mu\text{m}$  tot  $2\mu\text{m}$  verlopen op de cumulatieve curve volgens een min of meer vaste verhouding voor de mariene sedimenten.

Grote verschillen situeren zich tussen  $50$  en  $20\mu\text{m}$ . Met de pipetmethode van Köhn is het niet realiseerbaar tussen deze 2 waarden metingen te verrichten.

Mariene sedimenten kunnen net zo goed als continentale een belangrijke leemfractie tussen  $50$  en  $20\mu\text{m}$  bevatten.

Hoe groter het gehalte fijne fractie kleiner dan  $50\mu\text{m}$ , hoe groter de helling van de verdeling van de fijne fracties ( $20 - 2\mu\text{m}$ ).

## 6.3. HET PERCENTAGE FIJNE FRACTIE TEGENOVER HET KLEIGEHALTE

Op figuur VIII.14 wordt het percentage fijne fractie ( $<50\mu\text{m}$ ) uitgezet ten opzichte van het procentuele kleigehalte ( $<2\mu\text{m}$ ) voor de Eemiaan en Holocene hoogwadsequenties.

De stalenreeksen uit beide interglacialen hebben een vergelijkbare spreiding voor beide parameters en vergelijkbare intervallen, van kleihoudend tot kleirijk ; van leemhoudend tot leemrijk, worden bestreken.

De verhouding van de twee parameters ligt echter anders, zoals uit de figuur blijkt.

De Eemiaan hoogwadafzettingen in het studiegebied bevatten relatief gezien meer leem dan de Holocene. Vermits de fractie  $2 - 20\mu\text{m}$  volgens vaste verhoudingen verloopt, ligt het verschil in de fractie  $20 - 50\mu\text{m}$ . Dit zal in belangrijke mate afhankelijk zijn van het beschikbaar materiaal in het afzettingmilieu.

Dit betekent niet dat de energie gedurende de Eemiaan afzetting groter zou zijn geweest, vermits even belangrijke kleifracties werden waargenomen.



#### 6.4. HET VERBAND TUSSEN DE HOEVEELHEID ZEER FIJN ZAND EN HET KLEIGEHALTE.

M.J. KOOISTRA (1978) toonde een relatie aan tussen de fractie 105 en 75µm en het kleigehalte.

Voor de Holocene, de Tertiaire en de Weichseliaan afzettingen wordt dit verband afzonderlijk nagegaan ( Fig. VIII.15. ).

Lineaire regressie op de Holocene wadafzettingen gaf een correlatiecoëfficiënt  $r = 0.77$  ( significant volgens t-test, met significantieniveau = 99.5% ). De regressielijn is van de vorm  $y = -0.75x + 25.23$  waarbij x de kleifractie en y de fijn zandfractie is. Er is geen correlatie voor de Weichseliaan en de Tertiaire sedimenten waargenomen.

Dit verschijnsel is een kenmerk voor mariene sedimenten, het is echter geen identificatiecriterium. Ook de Weichseliaan- en Tertiaire stalen kunnen op of in de buurt van de rechte geldig voor het Holoceen terecht komen.



## 7. DE STUDIE VAN DE GRINTFRACTIE

### 7.1. INLEIDING

De grintfractie werd eerder inhoudelijk bestudeerd dan in verband met de hydrodynamische reconstructie.

Slechts een beperkt aantal eenheden bevatten een grintgehalte van meer dan 1%.

In de meeste gevallen is deze grintfractie dan nog een residueel sediment ( lag ), dat dus weinig informatie geeft over de transportsnelheden, enkel over een kritische korrelgrootte, die in transport wordt gebracht. Dikwijls vertegenwoordigt de grove fractie van een verdeling een afzonderlijk, dun laagje, dat ten gevolge van de bemonstering met de omgevende afzetting vermengd werd. Dit grof laagje kan een residueel sediment zijn op een erosievlak of het resultaat van effectief transport.

Per onderscheiden lithostratigrafische eenheid wordt de samenstelling en de kenmerken van de componenten getabelleerd ( Tabel II.7. ).

Er wordt een onderscheid gemaakt tussen de klastische partikels enerzijds en de schelpresten anderzijds.

Schelpkleppen gedragen zich totaal verschillend van de ronde klastische korrels door hun eigen morfologie en dichtheid ( ALLEN, 1984 ). Bovendien kunnen die in het milieu terecht gekomen zijn zonder enige vorm van voorafgaand transport.

Ook de veenpartikels moeten afzonderlijk worden beschouwd. Deze hebben een hoog drijfvermogen. Door zeping komen die bij de grove fractie terecht, terwijl ze sedimentologisch reageren als fijne fractie. In dit verband vermelden we de afzetting van veengruislaminae op de foresets van de megaribbels in de getijdegeulen. Deze zijn onder kalme omstandigheden bij de tijkenteringen afgezet. Een ander belangrijk voorbeeld is het vrij frequent voorkomen van een tot 20cm brede veengruisaccumulatie tussen het peil +3 en +2.5m O.P., met andere woorden boven het niveau van de algemene organische eenheid, het oppervlakteveen.



Dit niveau werd afgezet boven de gemiddelde zeespiegelstand in de randzone van de geulen, in de kreekbasis en aan de voet van schorrekliffen. Ook op plaatsen waar het veengruis geconcentreerd wordt door gebufferde golfwerking en waar het water een langere stilstandperiode kent, kan een dergelijk niveau voorkomen. Dit verschijnsel werd actief in de randzones van de zwinen op het strand, ter hoogte van de laagwaterlijn waargenomen.

Op zich levert de samenstelling en de aard van de silex weinig aanvullende gegevens. Het grint dat hier voorkomt, is in diverse fasen herwerkt uit oudere terrassen, die tot stand kwamen toen de rivieren nog dominant zuid-noord verliepen ( DE MOOR & TAVERNIER, 1974 ). In de grintaanrakingen in zowel de mariene als continentale afzettingen valt het lokaal karakter van hoofdzakelijke herwerkt Tertiair materiaal op ( zandsteen, silex, schelpen ).

De invloed van het Tertiair substraat neemt af des te verder van de Tertiaire lagen verwijderd, zowel areaal als vertikaal en dit niet in dezelfde verhouding als voor de zware mineralen en het glauconietgehalte het geval is.

Voor de fijnere fractie immers gaat de relatie met het Tertiair substraat veel vlugger verloren. Het is enkel gedurende de fluviatiele fase dat het Tertiair materiaal kon worden herwerkt uit het zuiden.

Dat deze elementen dan ook nog in lateremariene sequenties, de getijdegeulbases, worden aangetroffen, is het gevolg van erosie met aanrijking van dit ouder fluviatiel materiaal als residueel sediment.

## 7.2. HET VERLOOP VAN DE GRANULOMETRISCHE CURVES

Opvallend is het vrij vlakke verloop van de grove staart van de korrelgrootteverdelingen en dit zeker tussen 500 en 2000 $\mu$ m ( de grovere zandklassen ). Het betekent dat deze korrelgroottes in de sedimenten slecht vertegenwoordigd zijn.

Grovere fracties zijn vrij onregelmatig verdeeld.



In vele gevallen bestaat de fractie grover dan  $500\mu\text{m}$  uitsluitend uit schelpfragmenten en -kleppen. Op probabiliteitspapier verloopt de verdeling van de fracties tussen  $500$  en  $2000\mu\text{m}$  van na- genoeg alle stalen rechtlijnig en dit onafhankelijk van de fractie grover dan  $2000\mu\text{m}$ . Dit geldt zowel voor niet- als ontkalkte-, kalk- of niet kalkhoudende sedimenten.

Als deze verschijnselen enkel lokaal zijn of algemeen geldig voor bijvoorbeeld schelprijke sedimenten of de grintfractie in het studiegebied of afzettingen met slechts beperkte grintfractie zoals hier het geval is, moet worden nagegaan. Pas dan zou een hydrodynamische verklaring voor dit verschijnsel kunnen worden voorgesteld.

In sommige gevallen is het gehalte tussen  $500$  en  $2000\mu\text{m}$  zo gering dat bij gelijk welke fractie grover dan  $2000\mu\text{m}$  een rechtlijnig verloop op de probabiliteitscurve is bewerkstellig. Dit is vooral het geval voor stalen uit de buurt van het grint-niveau ( eenheid FL2 ). Daar heeft de grintfractie op zich niets te maken met de omgevende eolische en niveo-eolische zanden.

## 8. TWEEDIMENSIONELE BENADERING

De grafische parameters werden tegenover elkaar uitgezet. per sedimentaire eenheid enerzijds en voor de verschillende eenheden samen.

Zoals uit de clusteranalyses bleek, overlaptten de gebieden in belangrijke mate, ook na de indeling volgens de afgeleide sedimentatie-omstandigheden. Een voorbeeld voor de Weichseliaan afzettingen ( parameter 95% / mediaan ) wordt op figuur VIII.16 weer- gegeven.

Bij de studie van de zandfractie kwam een zekere groepering tot uiting voor de mariene sedimenten enerzijds, en voor de continentale anderzijds. Vooral het verband tussen het 95 percentiel (  $\Phi_{95}$  ) en de mediaan maakt een effectieve scheiding mogelijk. Respectievelijk 90% van de mariene sedimenten en 93% van de continentale worden door voorgestelde curve gescheiden ( Fig. VIII.17 )



Dit is ondermeer het gevolg van de omrekeningen voor de studie van de zandfractie.

De mariene afzettingen hebben voor een bepaalde mediaanwaarde een 95 percentiel dat fijner is dan bij de continentale afzettingen.

Bij het beschouwen van de totale fractie leidt het verband tussen de standaarddeviatie en het gemiddelde ook tot een indeling in zones, waarin preferentieel mariene ( H = Holocene, E = Eemiaan ) en continentale ( W = Weichseliaan ) voorkomen. (\*) De mariene sedimenten kunnen ingedeeld worden in drie groepen :

1. de mariene afzettingen met zeer goede sortering en geringe grove en fijne fractie.
2. de mariene afzettingen met slechte sortering, die meestal schelpen bevatten of een belangrijke fijne fractie
3. de zeer fijne mariene afzettingen. Hoe slechter de sortering hoe groter het belang van de fijne fractie.

De continentale zandige sedimenten bevinden zich voornamelijk in het veld tussen de goed en slecht gesorteerde mariene afzettingen. De verschillende mariene submilieu's zijn vertegenwoordigd in de drie groepen. Let wel dat het hier enkel gaat over sedimenten behorend tot granulometrische groepen A en B.

(\*) zie figuur VIII.18.







## HOOFDSTUK IX : AANVULLENDE LABORATORIUM EXPERIMENTEN

### 1. SEDIMENT-PETROGRAFISCH ONDERZOEK

#### 1.1. PROBLEEM- EN DOELSTELLING BIJ HET ZWARE MINERALEN ONDERZOEK

We gingen het lokaal stratigrafisch belang na van de zware mineralensamenstelling en onderzochten in hoeverre de specifieke sedimentatie-omstandigheden ook een specifieke zware mineralensamenstelling opleveren.

#### 1.2. INTERPRETATIE-SCHEMA

Aanvankelijk probeerden we de zware mineralensamenstelling aan te wenden bij het detailstratigrafisch onderzoek van de Holocene sequenties.

Daarbij traden echter een aantal moeilijkheden op :

1. De wadsequenties vertonen van onder naar boven grote granulometrische verschillen ( grof zand tot zware klei ), wat met een invloed heeft op de zware mineralensamenstelling, onafhankelijk van de stratigrafie.
2. De stratigrafische grenzen liggen in de bestudeerde Holocene sequenties vooral in de kleiige hoogwadsedimenten. Dit is materiaal dat niet geschikt is voor het onderzoek van zware mineralen ( 100 - 500µm ).
3. De onderlinge variaties van zware mineraleninhoud van stalen uit verschillende macrosequenties, zoals marien Eemiaan en continentaal Weichseliaan zijn van dezelfde aard als die binnen de eenheden zelf. Het gekozen interpretatie-niveau was dus te gedetailleerd om met het beperkt aantal beschikbare gegevens tot verantwoorde resultaten te komen.

Om die redenen werd op een zeer algemeen interpretatie-niveau verder gewerkt, met de bedoeling de zware mineralensamenstelling van de Holocene mariene sedimenten af te zonderen van die van de oudere mariene eenheden of van de continentale Weichseliaan sedimenten.



Clusteranalyse werd hierbij toegepast, waarbij de procentuele aandelen van goed geïdentificeerbare mineralen als parameter werden gebruikt.

### 1.3. CLUSTERANALYSE : ZWARE MINERALEN

Voorlopig zijn weinig gegevens beschikbaar voor de karakterisering van de verschillende eenheden. De besproken clusteranalyse is voornamelijk een illustratie van de interpretatie-mogelijkheden van databanken met zware mineralenresultaten.

#### 1.3.1. DATABANK

Een aantal stalen uit verschillende Kwartaire eenheden en enkele uit het Tertiair substraat werden aangevuld met telresultaten van recente duinen en stranden ( DE DECKER & DE MOOR, 1982 ). Ook de gemiddelde samenstelling van de H-groep ( BAAK, 1936 ) en de A-groep ( EDELMAN, 1933 ) werden in rekening gebracht (\*).

#### 1.3.2. PARAMETERS

De gekozen parameters omvatten die mineralen en mineraalgroepen, die zeer goed en ondubbelzinnig identificeerbaar zijn. Dit is nodig omdat gegevens van verschillende auteurs worden verwerkt. Volgende parameters werden gekozen :

1. Het gewichtprocent van opake mineralen
2. Het gewichtsprocent van de hoge dichtheitsmineralen (>3.3)  
bv. granaat, disteen, augiet, stauroliet, rutiel, zirkoon  
clinozoïsieet, anataas en brookiet.
3. Het gewichtsprocent van de lage dichtheitsmineralen :  
bv. hoornblende, toermalijn en andalousiet
4. de verhouding hoge dichtheid op lichte dichtheid mineralen
5. Het granaatgehalte
6. Het toermalijngehalte
7. Het zirkoongehalte
8. Het hoornblendegehalte

(\*) H- en A-groepen zijn petrologische provincies gekenmerkt door een specifieke zware mineralensamenstelling.



Het procentueel aandeel van de parameters 5 tot 8 werd berekend ten opzichte van het gehalte doorzichtige mineralen. Andere parameters, die voor de indeling in aanmerking kwamen, zijn het gehalte aan gemakkelijk verweerbare en nauwelijks verweerbare mineralen.

Uit de vergelijking van de telresultaten van verschillende auteurs ( VANDENBERGHE, et al., 1974 ; HEYSE, 1975, GEETS, 1973 ; DE MOOR & DE DECKER, 1982 ) leidden we af dat de grootste verschillen genoteerd werden tussen alteriet, saussuriet en epidootgehaltes. Een clusteranalyse op basis van gegevens van verschillende auteurs uit vergelijkbare Kwartaire eenheden ( VANDENBERGHE et al., 1974 ; MOSTAERT, 1980 ; DE MOOR & DE DECKER, 1982 ) leverden groepen op die de resultaten per auteur, eerder tot uiting brachten, dan de verschillen per gekozen eenheid.

Dit is de hoofdreden om alteriet- en epidootgehaltes als parameter voor clusteranalyse buiten beschouwing te laten.

Het hoornblende gehalte werd gekozen, daar we een duidelijk verschillend percentage in Kwartaire en Tertiaire sedimenten in het testgebied aantreffen.

Er waren ook indicaties over verschillen tussen mariene en continentale sequenties ( MOSTAERT, 1980 ).

Het granaatgehalte wisselt sterk in de diverse eenheden.

Vooraf in het bovenste deel van de Weichseliaan sequenties, waar eolische werking belangrijk was, en in de actuele duinzanden ( DE MOOR & DE DECKER, 1982 ) komen grote hoeveelheden voor.

Het opaakgehalte is beduidend groter in de Tertiaire dan in de Kwartaire sedimenten.

Toermalijn en zirkoongehaltes werden als parameters gekozen, omdat die eerst en vooral de doorlopers en de metamorfe mineralen vertegenwoordigen en ten tweede afhankelijk blijken te zijn van de korrelgrootte.

Toermalijn is meestal relatief grof, zirkoon zeer fijn in het onderzochte sediment.

De hoge en lage densiteitsmineralen werden onderscheiden omdat die toch informatie moeten leveren over bepaalde sedimentatie-omstandigheden.



### 1.3.3. DE SIMILARITEITSMATRIX ( Tabel IX.1. )

Wat de beschouwde populatie betreft, werd een vreemde correlatie (  $r = 0.8189$  ) bemerkt tussen het zirkoongehalte en de hoeveelheid hoge densiteitsmineralen.

Deze correlatie wordt ook vertaald in de verhouding hoge densiteits- tegenover lage densiteitsmineralen.

Het zirkoongehalte blijft in de meeste stalen zeer constant, behalve in de Tertiaire stalen.

Eén Tertiair staal had dergelijke hoge zirkoongehaltes, dat zijn gemiddelde en de standaarddeviatie niet meer representatief waren voor de meeste stalen.

Waar het opaakgehalte hoog is, komen hoge toermalijngehalten voor en hoge zirkoongehaltes. Dit ondanks het feit dat de zirkoon- en toermalijn hoeveelheden vrij onafhankelijk evolueren ten opzichte van elkaar.

De similariteitsmatrix brengt dus de verschillen tussen de Tertiaire en Kwartaire stalen uit de bestudeerde sequenties duidelijk tot uiting.

### 1.3.4. DE EIGENSCHAPPEN VAN DE ONDERSCHIEDEN GROEPEN

Op tabel IX.2. worden de eigenschappen van de onderscheiden eenheden weergegeven met hun standaarddeviatie en de specifieke karakteristieken worden aangeduid.

Het voorkomen van de onderscheiden groepen werd nagegaan in de lithogentisch homogene eenheden enerzijds en in de lithostratigrafische eenheden anderzijds. De resultaten hiervan werden getabelleerd ( Tabel IX.3. ).

De mariene Kwartaire sedimenten kunnen omschreven worden aan de hand van twee mineraalgroepen : een groep met laag opaakgehalte en aanzienlijke hoornblende hoeveelheden en een groep met iets hoger opaakgehalte, iets minder granaat en zeer veel hoornblende.

Deze twee groepen komen eveneens voor in de continentale Kwartaire sequenties.



Zes van de acht onderscheiden clusters werden in de Weichseliaan sedimenten aangetroffen. Groepen 5 en 8 komen enkel in de Tertiaire afzettingen voor. Ze zijn gekenmerkt door hoge opaak- en zirkoongehaltenes.

Mariene sedimenten met zeer hoge granaatgehaltenes (>30%) werden vooralsnog niet opgemerkt. Er is een opvallende gelijkenis tussen de Eemiaan mariene zanden en de Holocene geulzanden.

De basislaag van het Kwartair, die vooral uit fluviatiel herwerkt Tertiair materiaal bestaat, heeft een bijzondere samenstelling.

De Tertiaire invloed is weerspiegeld in het hoog opaakgehalte, de relatief lage hoornblende aanwezigheid en de hoge zirkoon- en toermalijn percentages.

Ook de fluvio-periglaciaire Weichseliaan afzettingen hebben een zeer wisselende zware mineralensamenstelling. In het noordelijk deel van het testgebied Brugge sluit de samenstelling aan bij de granaatrijke eenheden (groep 3). In het zuiden wordt de invloed van het Tertiair duidelijk (groep 4).

Er zijn slechts zeer geringe verschillen waarneembaar tussen de mariene strand- en wadafzettingen en de continentale eolische sedimenten.

Bij al deze beschouwingen is de invloed van de granulometrie verwaarloosbaar, gezien de stalen enkel de fractie tussen 500 en 63 $\mu$ m behandelen. Behalve enkele zandige hoogwadafzettingen en Tertiaire lagen, die fijner zijn, hebben de meeste onderzochte stalen een mediaan tussen 200 en 100 $\mu$ m.

De omgerekende H- en A-groepen worden bij de groepen 2 en 3 ingedeeld.

Op figuur IX.1. worden de onderscheiden groepen weergegeven op een scatterdiagram. De twee assen komen overeen met de twee principaalcomponenten. De X-as wordt vooral door het zirkoongehalte en dus ook het percentage hoge densiteitsmineralen bepaald, samen met de verhouding van de hoge dichtheidsmineralen ten opzichte van lage dichtheidsmineralen.

De Y-as wordt dominant door het granaat- en toermalijngehalte beïnvloed, door het opaakgehalte en door het procentueel aandeel van de lage densiteitsmineralen.



### 1.3.5. BESLUITEN

We stellen vast dat de op basis van telresultaten afgeleide groepen, overeenkomend met specifieke zware mineralensamenstelling, doorheen lithologische, stratigrafische en sediment-genetische grenzen lopen.

Het voorstellen van gemiddeldes van mineralengehaltes per vooropgestelde stratigrafische eenheid, heeft dus weinig betekenis.

De zware mineralensamenstelling is bruikbaar om lokaal het verschil tussen Tertiaire en Kwartaire lagen te onderscheiden en om in de fluviatiele sedimenten de invloed van het achterland, van het Tertiair substraat vooral, te achterhalen.

De mariene sedimenten zijn op basis van de zware mineralen in zekere mate van die fluviatiele te onderscheiden.

Er werden twee belangrijke aanvoerrichtingen van zware mineralen in de Kwartaire sequenties onderscheiden.

Eén uit het zuiden, waar door fluviatiele werking het Tertiair substraat werd aangesneden. Deze invloed manifesteert zich in de mineralensamenstelling door een gering gehalte aan verweerbare mineralen.

De andere aanvoerrichting is die uit het noorden, waar voornamelijk oud Kwartaire afzettingen werden herwerkt. Het aangevoerde sediment is van eolische of mariene aard.

Het belang van het granaat- en hoorblendegehalte is aanzienlijk ten opzichte van de weinig verweerbare stauroliet- en zirkoonfracties.

De sedimentatie van materiaal afkomstig uit noordelijke richting, brengt met zich mee dat bij latere fluviatiele sedimentverplaatsing in noordelijke richting de invloed van het Tertiair steeds geringer was en bovendien vlug afnam.

De lagen met maximale granaataanwezigheid komen overeen met niveo-eolische (eenheid NE) en eolische aanvoer (eenheid DK). Ook de actuele strandduinen hebben granaataanrijking ( DE MOOR & DE DECKER, 1982 ).



Granaataanrijking is vrij typisch in eolische afzettingen, waar het gezien de hoge densiteit bij deflatie achterblijft.

Bij de evaluatie van de zware mineralensamenstelling moeten we het gevaar van overinterpretatie mijden.

Wij probeerden aan te tonen dat verschillende sedimentatie-processen en aanvoerrichtingen geen afzonderlijke zware mineralensamenstelling induceren .

De algemene indeling in provincies, zoals die enkele tientallen jaren geleden ( BAAK, 1936 ; EDELMAN, 1933, 1938 ; TAVERNIER, 1946 ) werd voorgesteld, benadert in ons opzicht de verst gaande bruikbare interpretatie-schaal, waarbij zware mineralen associaties kunnen worden aangewend.

#### 1.4. MAGNETISCHE SEPARATIE

##### 1.4.1. INLEIDING

Van de diepboringen 131DB21, 23 en 25 wordt het gewichtsprocent van de magnetisch susceptibele mineralen berekend ten opzichte van de totale fractie en dit voor verschillende ingestelde amperages ( 0.4 ; 0.8 ; 1.2 A. ).

Daarnaast wordt het procent berekend ten opzichte van de totale hoeveelheid gevoelige mineralen.

Op figuur IX.2. zijn die eerste procentuele gegevens uitgezet tegenover de diepte van de staalname.

De stratigrafische positie van de stalen wordt eveneens aangeduid.

Het gewichtsprocent magnetische mineralen bij 0.4 A. afgescheiden is altijd zeer gering, tot 1/10 van de hoeveelheid bij 0.8 en 1.2 A.

Voor al bij de Tertiaire stalen en aan de basis van het Kwartair is de hoeveelheid magnetisch gevoelig materiaal afgescheiden bij 0.8 A. veel groter dan die bij 1.2 A.

Glaucaniet wordt afgescheiden bij 0.8 A.

De hoge glaucanietgehaltenes zijn slechts in de onderste halve meter van de Kwartaire afzetting merkbaar.



In de bovenliggende Kwartaire lagen vermindert het gehalte zeer gevoelig, doch glauconiet blijft in beperkte mate aanwezig. De tot 15m dikke mariene Eemiaan pakketten (E/Z4c) hebben een opvallend homogene samenstelling, die over de verschillende boringen vervolgbaar blijkt. Die homogeniteit uit zich ook in de granulometrische karakteristieken van die mariene afzettingen. Granulometrische profielen van de onderzochte boorsequenties worden in figuur IX.4. weergegeven.

De onderste Weichseliaan afzettingen hebben een opvallend laag gehalte aan magnetisch gevoelige mineralen.

Microscopische analyses van de zware mineralensamenstelling van deze " arme " lagen geven nauwelijks verschillen aan en het gehalte aan zware mineralen kan er zelfs belangrijk worden ( tot 1% ).

In het beeld van de X-straaldiffractogrammen komen geen belangrijke verschillen tot uiting. De deficiëntie in de onderste Weichseliaan lagen van magnetisch gevoelige mineralen kan te wijten zijn aan de geringere frequentie van een aantal opake of zelfs kleimineralen, die evenwel geen duidelijk effect sorteren op de diffractogrammen.

Tellingen in die eenheid wezen uit dat het verschil ook niet toe te schrijven is aan de aanwezigheid van niet magnetische zware mineralen, zoals zirkoon, rutiel enzovoort.

De vraag stelt zich in welke mate dit verschijnsel gebonden is aan de eenheid FZ of algemeen is voor de overgang marien naar continentaal ( Eemiaan - Weichseliaan ).

Het gehalte aan magnetisch gevoelige mineralen neemt weer toe in de bovenste Weichseliaan afzettingen van niveo-eolische aard. De resultaten worden per stratigrafische eenheid getabelleerd ( Tabel IX.4. ).

Waar de netto-hoeveelheid zware mineralen niet diagnostisch blijkt voor bepaalde sedimentatie-omstandigheden, kunnen toch vrij duidelijke verschillen tussen de continentaal Weichseliaan en de marien Eemiaan geconstateerd worden, evenals tussen de marien Eemiaan en de continentaal ouder Kwartair en tussen Kwartair en Tertiair.



#### 1.4.2. SAMENSTELLING

Met de ingestelde amperages zouden in theorie de granaten en het magnetiet moeten afgezonderd worden bij 0.4 A.

Bij 0.8 A. verwachten we hoornblende, stauroliet, epidoot, donkere toermalijn en chloriet.

Als 1.2 A. ingesteld is, wordt muscoviet, clinozoïsieet en lichte toermalijn afgescheiden.

In de praktijk blijkt bij de hoogste 2 amperages vooral glauconiet aanwezig te zijn.

De X-straaldiffractogrammen ( Fig. IX.3. ) vertonen allen hetzelfde beeld voor de bij 0.4 A., respectievelijk bij 0.8 en bij 1.2 A., afgescheiden mineralen.

De pieken zijn wel meest uitgesproken, waar het meeste materiaal voor handen was, dus voor de Tertiaire stalen en deze aan de basis van het Kwartair.

De glauconietpieken komen duidelijk tot uiting.

In alle gevallen zijn de kwartspieken zeer opvallend. Wellicht worden die door de ijzercoatings bij de magnetisch gevoelige mineralen gebracht.

De granaatpiek bij de 0.4 A. en de amfiboolpiek bij 0.8 A. zijn veel voorkomend.

Epidoot, die toch een belangrijke fractie van de zware mineraleninhoud vertegenwoordigt, kon niet uit de diffractogrammen worden afgeleid.

Gezien het lage toermalijn gehalte is het niet verwonderlijke dat dit mineraal niet in de diffractogrammen tot uiting komt.

Zware mineralen zoals zirkoon en rutiel worden met de voorgestelde methode door magnetische scheiding niet afgezonderd.

Met die methode konden we de aanwezigheid van enkele opake mineralen aantonen, zoals magnetiet ( vooral in Tertiaire afzettingen ) en limoniet.



## 2. BESPREKING VAN DE POLLENANALYSES (uitgevoerd door C. VERBRUGGEN).

### 2.1. DE EEMIAAN LAGEN

#### 2.1.1. ONTSLUITING OUDE GENTWEG (testgebied Zuidbrugse Dallandschap)

Drie humeuze tussenlagen gesitueerd in de hoogwadsequenties van eenheid K3' in het zuidelijk deel van Brugge, werden bestudeerd. De pollensamenstelling is vergelijkbaar met deze die in het Holoceen gemiddeld worden aangetroffen bij de overgang van Laat-Boreaal naar Vroeg-Atlanticum. De aanwezigheid van Picea is evenwel een aanwijzing voor de Eemiaan ouderdom. De veenlaagjes zouden aldus tot stand zijn gekomen in de thermofiele Eemiaan-IV-fase, vóór de Carpinus-Piceafase. In alle drie de veenlaagjes blijkt de nabijheid van de mariene invloeden uit de aanwezige Chenopodiaceae.

### 2.2. DE WEICHSELIAAN SEQUENTIE

#### 2.2.1. Eenheid FZ/V (op -3,5m O.P.)

Te Damme bevindt zich een 15cm dikke venige laag aan de basis van de Weichseliaan sequentie (FZ/V). Het veen is in open helder water (Pediastrum), onder koude omstandigheden tot stand gekomen. De relatief frequente aanwezigheid van Artemisia is daarvoor de beste aanwijzing. Daarnaast komen ook Pinus, Betula, Corylus, Cramineae voor en zijn Cyperaceae aanwezig. Gelet op de stratigrafische positie en de pollensamenstelling wordt dit veenlaagje in het Vroeg-Weichseliaan gesitueerd.

#### 2.2.2. Eenheid NE/V2 (ontsluiting Oude Gentweg)

De polleninhoud van eenheid NE/V2 bevestigt de laatglaciale omstandigheden zoals overigens ook uit de stratigrafische positie blijkt. Het beschouwde venig niveau sluit aan bij het absoluut gedateerde niveau (Bölling) in de ontsluiting Kathelijnepoort (VANDENBERGHE et. al., 1974).



### 2.2.3. ONTSLUITING LOPPEM-OLIGOFRENEN

Er komen aan de basis van de Kwartaire sequentie veenresten voor die in mollisolturbaties waren opgenomen. Dit weinig laagje blijkt onder andere op basis van de verhouding AP/NAP (boompollen/ kruidenhoeveelheid), onder koude omstandigheden te zijn afgezet.

### 2.3. DE HOLOCENE AFZETTINGEN

#### 2.3.1. VEENLAGEN IN DE BEEKDALEN

##### 2.3.1.1. Ontsluiting Sint Michiels

Langs de Kerkebeek komt op een hoogte van +4,5m, rechtstreeks op de eolische afzettingen van de eenheid DK, een dunne zandige veenlaag voor. Deze vertegenwoordigt een subrecent tot pre-Middeleeuws oppervlak. Een belangrijke hoeveelheid cultuurgramineae zijn erin vertegenwoordigd.

##### 2.3.1.2. De Trudoledekebeek

Op +2,5m tot +3m komt een heterogene stapeling van veengruis en veenbrokken voor die rusten op de oorspronkelijke veenlaag. Quercus en Alnus pollen komen frequent voor. Het is een Holoceene veenlaag die door fluviatiele werking aan de top enigszins verplaatst werd.

#### 2.3.2. HOLOCENE VEENLAGEN IN DE KUSTVLAKTE (\*)

##### 2.3.2.1. Profiel Sint Pieters (Molenstraat)

##### Situering en probleemstelling (Fig. IX.5.)

De veenlaag (maximum 15cm dik) rust rechtstreeks op het Pleistoceen substraat waarin gedurende het Holoceen bodemvorming (podzol) is opgetreden. Het veen bevat talrijke houtresten. De overgang tot de bovenliggende klei is vrij scherp. Deze klei bestaat uit roestig gevlekte humeuze klei, overgaand op doorwortelde homogene, grijze, zeer compacte zware klei. Het veen komt relatief hoog voor, namelijk vanaf 2,20m.

(\*) Hier wordt vooral de algemene organische eenheid beschouwd.



## Interpretatie

Er komt hier een verarmde bodem voor, ontwikkeld in het Pleistoceen substraat. *Tilia* kwam frequent voor. Het waargenomen profiel is ster vergelijkbaar met een profiel te Sint Margriete ( VERBRUGGEN in VERHAEGHE & VAN DOORSELAERE, 1974 ). De veenlaag zelf is in het Subboreaal ontwikkeld, terwijl de onderliggende bodem reeds in het Atlanticum tot stand kwam. Vochtige heideomstandigheden met Myricaceae, Corylus en Ericaceae overheersten. Er is een vlugge overgang waargenomen naar oligotrofe omstandigheden. Toch lijkt het erop dat het bovenste gedeelte van de sequentie ontbreekt. Ontvening of erosie in een ondiep ingesneden kreek kunnen daarvoor verantwoordelijk zijn.

### 2.3.2.2. Profiel Kasteel ten Berghe

#### Situering en probleemstelling

De algemene organische eenheid komt voor tussen +0,10m en +2,05m, ten zuiden van de steile opduiking van het Pleistoceen (donk Kasteel ten Berghe). De basis van de veenlaag bevindt zich lager dan in de onmiddellijke omgeving het geval is. Bodemresten ontbreken onder de houtveenlaag. De vraag die zich opdringt is of de veengroei hier lokaal eerder is opgetreden dan op de hoger gesitueerde plaatsen, zoals te Sint Pieters Molenstraat.

#### Interpretatie

Het veen heeft een samenstelling typisch voor het Subboreaal. De volledige sequentie verraadt de aanwezigheid van het dagzomend Pleistoceen in de onmiddellijke nabijheid waarop *Tilia* voorkwam. Deze veenlaag is over zijn gehele dikte relatief eutroof gebleven. Tot in de laatste ontwikkelingsfase bleef het water kalkhoudend. De veengroei greep plaats in open water (Pediastrum) er werd behalve in de topzone ondertussen geen klastisch materiaal afgezet. Opvallend is de aanwezigheid van *Picea* pollenkorrels. Aangezien een Eemiaan ouderdom uit de stratigrafische positie uitgesloten is, dienen deze korrels te worden toegeschreven aan herwerking van Eemiaan lagen.



Hieruit leiden we een wateraanvoer uit het binnenland af. Het eutrofe karakter en de aanwezigheid van herwerkt materiaal uit het achterland zijn aanwijzingen voor de nabijheid van de Reie die zich hier een weg naar het noorden zocht, eventueel eerst in een veenstroom en later met diffuse verspreiding over het veenoppervlak verlopend. De topzone reflecteert de mariene invloed door het verschijnen van Chenopodiaceae. De veengroei is op deze plaatsen wellicht doorgegaan tot in de IJzertijd en wellicht tot in de Romeinse periode, gezien de aanwezigheid van cultuurgramineae en Carpinus.

### 2.3.2.3. Profiel Bredene

#### Situering en probleemstelling (Fig. IX.5. )

Te Bredene werd de onderbroken organische sequentie (V1 en V2) onderzocht. De onderste veenlaag, een houtveen op een Phragmitesveen werden door lagunaire afzettingen bedekt. Daarop kwam een nieuwe veensequentie tot stand die tot oligotroof mosveen ontwikkelde. Waar klastische intercallatie ontbreekt is ter hoogte van de Sluisvlietlaan een volledig pollenprofiel bestudeerd ( BILLIET, 1981 ).

#### Interpretatie

De onderste veenlaag is een laagveen. Bovenaan vooral blijkt de mariene invloed door het belang van de Chenopodiaceae. De sequentie van de bovenste veenlaag is analoog met menig andere pollensequentie in het oppervlakteveen waargenomen ( STOCKMANS & VANHOORNE, 1954; BAETEMAN & VERBRUGGEN, 1979; BAETEMAN, CLEVERINGA & VERBRUGGEN, 1981 ).

De Bedtula en Myricafase komt goed tot uiting. De Ericaceae-fase, die het einde van de veengroei inleidde, ontbreekt hier evenwel. In het bovenste deel van V2 ontbreken Chenopodiaceae, die normaal voorkomen bij toenemende mariene invloed. Ondanks het feit dat het veen hier onmiddellijk bedikt is door klei, blijkt erosie in een kreek de kleisedimentatie vooraf te zijn gegaan. Het veen V2 vertoont overigens de evolutie van eutroof over mesotroof tot oligotroof veen.



Aan de top van de onderste veenlaag (V1) is Fagus dermate belangrijk dat een Subatlantische ontwikkeling niet uitgesloten is. Gezien echter de absolute hoogte en de vergelijking met dateringen in profielen uit de omgeving, alsook de aanwezigheid van een belangrijk bedekkend veen en gezien de C14-datering (Tabel X.9.) is dit zeer twijfelachtig. In het profiel van de Sluisvlietlaan (BILLIET, 1981) wordt tussen -1m en 0m de mariene invloed in het bekken geïllustreerd. Daar echter is slechts in de bovenste zone Fagus in voldoende mate aanwezig om tot een Subatlantisch ouderdom te kunnen besluiten. In het bovenste deel worden ook de Chenopodiaceae veel belangrijker.

### 3. DE INTERPRETATIE VAN DE MOLLUSKENFAUNA

De Molluskensamenstelling van een bepaalde laag hangt van heel wat factoren af waarbij de sedimentatieomstandigheden in de ruime zin van het woord een zeer belangrijke rol spelen. Uit de molluskensamenstelling, de afzettingsomstandigheden afleiden, is evenwel een operatie die met de nodige omzichtigheid moet worden aangepakt.

Herhaalde herwerking, aanrijking en de lokale specifieke omstandigheden spelen immers een belangrijke rol. We houden evenwel ook rekening met de verwerkingstoestand (geroldheid, kleur...), met het voorkomen van dubbelkleppers, met de aanwezigheid van al dan niet gemengde associaties typisch voor specifieke milieu's. Op basis van analogie met actieve omstandigheden kunnen we dan toch enige conclusies over de afzettingsomstandigheden trekken. We gebruikten de molluskensamenstelling echter in eerste instantie uit beschrijvend oogpunt. Enkel in de ontsluitingen kon duidelijk het onderscheid tussen bio- en thanatocoenose worden gemaakt.

Er wordt nagegaan in diverse publicaties waar de aanwezige schelpkleppen preferentieel leven en waar ze worden aangetroffen. Een vast interpretatieschema is niet realiseerbaar vermits post-mortem fenomenen in belangrijke mate de betekenis van de fauna als zeespiegelindicator beïnvloeden.

Vermits we het geografisch belang van bepaalde associaties uit de sequenties afleiden is het belangrijk deze associaties op een objectieve wijze te kunnen voorstellen. Dit kon door



alle soorten afzonderlijk te beschouwen of door een aantal groepen voor te stellen naar analogie met VAN STRAATEN (1965). Een enigszins aangepast schema wordt op tabel IX.8. weergegeven. De grenzen van de onderscheiden groepen zijn absoluut, de interpretatie wat betreft het afzettingsmilieu is dit echter niet. Op de tabel IX.5. worden de aangetroffen species weergegeven met de preferentiële levensomstandigheden volgens de vermelde auteurs ( RAVEN, 1983, 1979, 1982; NEWELL, 1970; VAN STRAATEN, 1956, 1965; NOLF, 1973; DÖRJES et. al., 1969; DÖRJES, 1978; REINECK & SINGH, 1973 ; REINECK et. al., 1968 ).

Aanvullend vergelijkingsmateriaal werd verkregen door bemonstering op het actueel strand en door vergelijking met de molluskensamenstelling van Noordzeestalen (onderzocht door E. RENFALK ). Dit was nodig als referentiemateriaal voor de open mariene Eemiaan afzettingen. Uit de vergelijking van de actuele met de paleo-offshore molluskensamenstelling, konden we volgende besluiten trekken. De bestudeerde Eemiaan stalen leunen dicht bij de Spisula subtruncata fauna, dan bij de fauna van Angulus pygmaeus ( SPAINK, 1973 ).

Het belangrijkste verschil tussen de offshore sedimenten uit de Noordzee (Kwintebank) en de kustnabije Eemiaan sedimenten is het differentiële belang van Arca lactea, Spisula elliptica en Angulus fabulus. Deze soorten ontbreken nagenoeg in de Eemiaan afzettingen. Het belang van Spisula subtruncata in de Eemiaan sequentie is veel geringer dan in de Holocene kustnabije sequenties. Daar tegenover staat het groter belang van Amygdala soorten in het Eemiaan. De vergelijking gaat overigens enkel op voor de oostelijke kustvlakte. Tussen Oostduinkerke en De Panne bijvoorbeeld komen ook zones voor waar Venerupis pullastra vrij frequent wordt aangetroffen.

Vorige opmerkingen zijn niet geldig voor de eenheden Z4 en Z5, waarin een vrij arme Amygdala-loze zone voorkomt. Uit de studie van Noordzeestalen blijkt overigens dat de samenstelling vrij sterk lateraal varieert met grote inhoudelijke verschillen tussen de banken en de tussenliggende geulen, verder of dicht bij de kust gelegen. Ook de granulometrie van de ondergrond beïnvloedt de samenstelling, de heersende stro-



mingen, de activiteit van de sedimenttransport... .

De molluskenfauna laat toe enkele indicaties over de saliniteit af te leiden. Bepaalde soorten hebben specifieke tolerantiegrenzen wat betreft het zoutgehalte. Op de tabel IX.2. worden de gevoelige soorten weergegeven.

Tabel overgenomen uit RAVEN ( 1983 ) uit gecompileerde gegevens

	minimum	maximum	optimum
<i>Mytilus edulis</i>	8 - 9 %		
<i>Cerastoderma glaucum</i>	4 - 5	13	
<i>Macoma balthica</i>	1,7- 2,1		
<i>Scrobicularia plana</i>	8 -10	16,5	10 - 15
<i>Littorina rudis</i> f. <i>tenebrosa</i>	3,9- 4,4		5,5-11
<i>Hydrobia ventrosa</i>	3,3	11	3,9-10
<i>Peringia ulvae</i>			5,5-18,3

Het gemiddeld aantal ribben van *Cerastoderma edule* vertoont een zeker verband met de saliniteit (EISMA et. al. (1976). Hierbij moet de *Cerastoderma glaucum* zeker buiten beschouwing worden gelaten. Volgens deze auteur kunnen ook de vorm, het gewicht, de afmetingen en de maximale ouderdom belang hebben.

De diatomeeënsamenstelling geeft goede indicaties over de saliniteit (o.a DENYS et. al., 1983).

Al deze gegevens werden verwerkt bij de reconstructie van het paleomilieu in het Kwartair.







## HOOFDSTUK X : TESTGEBIEDEN

### A. TESTGEBIED : HET ZUIDBRUGSE DALLANDSCHAP

#### 1. ALGEMENE INLEIDING

Het Zuidbrugse dallandschap omvat het zuidelijk deel van het kaartblad Brugge en het noordelijk deel van het kaartblad Loppem. Er komen een aantal beekdalen voor die ter hoogte van Brugge samenlopen om uiteindelijk in de Polders uit te lopen. De belangrijkste beek is de Waardammebeek, die met zijn vertakkingen zoals de Lijsele-, de Lijster-, de Borne-, de Rivier- en de Hertsbergebeek een grote oppervlakte van West-Vlaanderen draineert.

Het ligt in de bedoeling om vooral dieper in te gaan op de Kwartairgeologische evolutie van het dal van de Kerkebeek en op dat deel van het Waardammesysteem, dat zich ten noorden van de lijn Loppem-Oedelem bevindt en noordelijk begrensd wordt door de poldergrens.

De evolutie van het Waardammestelsel (\*) wordt nagegaan functie van de zeespiegelveranderingen gedurende de interglacialen enerzijds en in het licht van de evolutie van de verhanglijnen van de beekdalen en van andere beekdalkarakteristieken gedurende de glacialen anderzijds.

De basisgegevens, ontsluitingen en boorprofielen worden hier beschreven en een lokale sedimentgenetische interpretatie wordt voorgesteld, die aan de hand van een aantal boorprofielen wordt geïllustreerd.

(\*) Het Waardammestelsel : deze term wordt in het verder verloop van deze verhandeling gebruikt om het geheel van beken en beekdalen, dat actueel ter hoogte van Brugge door een dekzandrug breekt aan te duiden. Het Waardammestelsel is evenwel reeds veel vroeger actief geweest en omvat actueel een opgevuld thalwegstelsel.



## 2. GEOMORFOLOGISCHE SITUERING

In het bestudeerde deel van het Zuidbrugse dallandschap (POPPE, 1943) onderscheiden we volgende morfologische entiteiten. ( Fig. X.1. ).

### 2.1. DEKZANDRUGGEN

De rug van het Boudewijnpark behoort met zijn steile zuidflank en weinig hellende noordflank tot het dekzandruggen-complex dat ter hoogte van Assebroek ( de rug van Assebroek ) zijn maximale expansie kende. De oriëntatie van de samenstellende ruggen van het dekzandcomplex is oost-west tot west-zuid-west/oost-noordoost. Deze ruggen zijn van eolische oorsprong. De rug van Stokveld heeft een enigszins andere oriëntatie (zuid-west/noordoost) en ligt in een vooruitgeschoven positie ten opzichte van het hoofdfront van de dekzandrug. Het is een asymmetrische rug met steile zuidoostelijke helling.

### 2.2. TERTIAIRE OPDUIKINGEN

In het oostelijk deel van het testgebied situeert zich een belangrijke opduiking van het Tertiair substraat tot + 20 mO.P. Op de hoogste delen van deze rug van Oedeleem liggen Oud-Kwartaire outliers. Een andere Tertiaire opduiking, de rug van Oostkamp, heeft een noord-zuid verloop. Daarnaast noteren we de rug van Sint Andries in het westelijk deel van het testgebied.

### 2.3. NOORD-ZUID VERLOPENDE LAGE RUGGEN

Ten zuiden van de dekzandrug komen ruggen voor die 5 tot 7 m hoogte bereiken. Het zijn fossiele lage interfluvia, bedekt met een eolisch laagje.

### 2.4. DEPRESSIES

De depressies van Trudoledeke- Beversveld (+ 4 à + 5 m) worden in het noorden begrensd door de oost-west verlopende dekzandruggen, lateraal door de lage noord-zuid verlopende lage ruggen en door de Tertiaire opduikingen in het zuiden.



De depressie van Wulgenbroeken situeert zich tussen de rug van Stokveld en de rug van Oostkamp.

## 2.5. DE BEEKDALEN

Het dal van de Leiselebeek kent ter hoogte van de rug van het Bouwdewijnpark een wijziging in verloop van zuid-noord tot west-oost. Dit beekdal mondt in het dal van Steenbrugge uit. Het noord-zuid verlopende dal van Steenbrugge, dat in het dekzandlandschap is ontwikkeld, draineert de meeste Zuidbrugse beken. De Trudo-beek is ter hoogte van St.-Lucas gegraven. Dit gegraven deel sluit echter aan op een natuurlijk systeem dat uit het zuiden afkomstig is en in de Trudobeeek uitmondt om vervolgens het dal van Steenbrugge te vervoegen.

Het beschouwde deel van de Kerkebeek, dat ter hoogte van het Minnewater in de Reie-Waardamme uitmondt, is morfografisch in drie delen op te splitsen.

1. Tussen kasteel Doornenbos en de verkeerswisselaar van de expressweg heeft de beek een zuid-noord verloop in een vlakbodemdal dichtst tegen de westelijke dalwand aan. In het oosten vormt de rug van Stokveld het interfluvium met de Lijselebeek. De westelijke dalwand behoort tot de rug van Sint Andries.
2. Tussen de verkeerswisselaar en het Boudewijnpark volgt het dal van de Kerkebeek een zuidwest-noordoostelijke loop. De noordelijke dalwand wordt er gevormd door de rug van het Bouwdewijnpark. Het dal is er opvallend breder dan meer zuid- of noordwaarts.
3. Tussen het Boudewijnpark en het Minnewater is het dal vrij smal met uitgesproken dalwanden die 3 tot 5 m hoger liggen dan de thalweg. Ten noorden van kasteel Zwanekerke (ontsluit Sint Michiels) verbreedt de thalweg en worden de interfluvia tussen Boter-, Waardamme- en Kerkebeek vrij weinig uitgesproken.



### 3. ONTSLUITINGEN

#### 3.1. DE ONTSLUITING TE LOPPEM ( INSTITUUT VOOR OLIGOFRENEN )

##### 3.1.1. SITUERING

De ontsluiting bevindt zich aan de voet van de westelijke helling van de rug van Stokveld, ten oosten van de actuele Kerkebeek. De uitgravingen beslaan een domein van enkele hectaren ( Fig. X.2. ). De verspreiding van de belangrijkste Kwartaire lithologisch homogene eenheden wordt volgens een profieltypesysteem weergegeven.

##### 3.1.2. BESCHRIJVING ( Fig. X.4. )

###### L/Z1 (--/+4.0 m)

Het tertiair substraat bestaat hier uit een wit tot groen glauconietrijk fijn zand. Er zijn twee facies te onderscheiden. Algemeen komt een planair gelaagde eenheid voor met inwendig tangentieel opgevulde boegvormige sets en met tabulaire microstratificatie. Naar onder toe komen micro-ribbels voor. Het zand bevat veen- en lignietgruis op de laminae-grenzen. In het westelijk deel van de ontsluiting komt in een trogvormige set middelmatig tot fijn glauconietrijk zand voor. Eenheid Z1 is bovenaan erosief begrensd. Het erosievlak helt geleidelijk in oostelijke richting.

###### L/LC2 (+3.0/+4.2 m)

Een heterogene postsedimentair verstoorde laag komt voor in het noorden en oosten van de ontsluitingen tussen 3.0 en 3.5 m O.P. LC2 bevat dunne veen-tussenlagen, zware humeuze klei, zandlaagjes met silex, afwisselend klei- en zandlaminae, en herwerkt glauconietrijk zand uit Z1. Deze sedimenten zijn vooral in het noordelijk deel van de ontsluiting chaotisch verstoord. Plaatselijk komen ketelvormige inzakkingen voor. Oorspronkelijk rustte een discontinu silexniveau op eenheid Z1. Dit niveau werd bedekt door lenzen met zware klei die vegetatieresten bevatten. Hoger komt een afwisseling van zand en kleilaminae met geïntercalleerde keivloertjes voor. Bovenaan wordt dit geheel bedekt door een kleiige laag. In de meest noordelijke ontsluitingsgedeeltes werden vorst-wiggen aangetroffen die tot in het Tertiair substraat doordrongen (in Z1). De bovenste 30 cm van die wigvormige structuren zijn op hun beurt opgenomen in postsedimentaire verstoringen.

###### L/Z3

De laag Z3 bestaat uit een middelmatig tot grof silexhoudend wit zand voorkomend in parallel trogvormige sets die volgens NO-ZW - assen verlopen.



In het westen raveren deze opgevulde geulen het Tertiair substraat (Z1), terwijl in het oostelijk deel minder belangrijke sets opgevuld met fijner zand slechts ondiep de eenheid LC2 konden eroderen. De maximale setbreedte bedraagt 10 m, de grootste insnijdingsdiepte niet meer dan 1,5 m. Bovenaan worden deze sets erosief door G4 aangesneden.

#### L/G4 (+3.5/+4.0 m)

Het grintniveau dat zich discontinu op een subhorizontaal erosievlak uitstrekt bestaat hoofdzakelijk uit silex. Het is qua samenstelling gevarieerder dan het grint uit de oudere verstoorde lagen (LC2). Plaatselijk vormt het de basis van de Kwartaire sequentie; Waar geulstructuren worden aangesneden is het grint vrij arm. Het grintniveau vertoont opvallende hoogteverschillen. Dit is te verklaren door het polygenetisch en polycyclisch ontstaan van dit niveau.

#### L/LZ5 (+4.0/+6.5 m)

Deze eenheid bestaat uit een afwisseling van tabulaire zandige laminae (tot 10 cm dik) en kleiige laminae (maximum 2 cm dik). Naar boven toe vermindert het aantal kleiige tussenlaagjes. Meestal worden snelle laterale facieswisselingen in die eenheid aangetroffen. In het zuidelijk deel van de ontsluitingen ontbreken de kleiige tussenlagen; we treffen er een pseudotabulaire tot planaire gelaagdheid aan, met inwendige micro-ribbelstructuren wijzend op activiteit van stromend water.

Enkele profielen werden zeer gedetailleerd opgemeten. De verticale diktewisselingen van de opeenvolgende klei- en zandlamellen werd nagegaan. We onderzochten of er een zeker vertikaal patroon tot uiting kwam en of er een zekere cyclischeiteit kon worden aangetoond. De resultaten van de tellingen zijn op de figuur X.5. weergegeven.

We onderscheiden volgende subfacies:

- Facies 1: kleilaagjes dunner dan 2 cm  
zandlaagjes tussen 1 en 5 cm
- Facies 2: kleilaagjes tussen 1 en 5 cm  
zandlaagjes dikker dan 2 cm
- Facies 3: kleilaagjes tussen 5 en 10 cm  
zandtussenlagen van meer dan 10 cm dikte
- Facies 4: de kleidikte overheerst de dikte van de zandlagen
- Facies 5: zowel klei- als zandlagen zijn dikker dan 10 cm

In de meeste gevallen komt van onder naar boven volgende sequentie voor: F3 / F2 / F1 / F2 / F4 / F5. Dit profieltype vertoont een zekere regelmaat. Een vaste verhouding tussen dikte van de klei- en zandlagen bestaat er evenwel niet.



### L/Z6 (6.0/6.5 m)

Fijn tot zeer fijn zand dat in het zuidwestelijk en het oostelijk deel van de ontsluiting rust op LZ5. De primaire sedimentaire structuren zijn door bodemwerking verstoord.

### 3.1.3. SEDIMENTGENETISCHE INTERPRETATIE.

Zoals overal in het bestudeerde deel van de vallei van de Kerkebeek bestaat het Tertiair substraat uit het Lid van Vlierzele (eenheid L3). Opvallend is dat het erosieoppervlak dat deze afzetting bovenaan aansnijdt in oostelijke richting helt, terwijl de actuele diepste insnijding van de Kerkebeek zich meer westelijk bevindt, in een zone waar het Kwartair minder dik is.

De aangetroffen kwartaire sedimenten behoren allen tot de Weichseliaan sequentie. Een vervolgbaar basisgrint komt niet voor. Enkel waar jongere denudatie in het Kwartair dek tot op het Tertiair substraat doordrong, komt een grintvloer voor (G4).

Onder vochtige omstandigheden heeft zich na een onbelangrijke fluviatiele insnijdingsfase discontinue grintaanvoer voorgedaan, gevolgd door een opvullingsfase met fijner materiaal. Alluviale komsedimenten, afgewisseld met plasafzettingen met veenlaagjes, ontwikkelden zich vóór het tot stand komen van de permafrost. De laag LC2 werd postsedimentair opgenomen in een opdooilaag en onder waterverzadigde omstandigheden intens vervormd. Congelifluctie, expulsieverschijnselen en differentiële inzakkingen van klei- en veenlagen in de waterverzadigde zandlagen konden optreden. Laag LC2 kon dus in principe ook onder warme omstandigheden tot stand zijn gekomen, bijvoorbeeld onder continentale Eemiaan condities.

Na de afzetting van LC2 stelde zich dus een periode in van intense en langdurige koude waarbij vorstwiggen tot stand kwamen die zelfs tot in het Tertiair substraat doordrongen. Deze wiggen werden opgevuld met allochtoon zandig materiaal. De bovenrand van de wiggen getuigt van opname in een opdooilaag met minimale dikte van 30 cm en waarbij de oorspronkelijk inwendige structuren van de wig werden verstoord.



Kleine vorstwigjes hebben zich in een latere fase weer doorheen die verstoorde lagen gesneden. Deze sedimentaire structuren bewijzen de periglaciaire omstandigheden, waarbij frequente veranderingen zijn opgetreden. Het is echter vrijwel uitgesloten deze structuren in de absolute chronostratigrafische tabel onder te brengen, vermits vorstwiggen en diep penetrerende opdooilaagverschijnselen op verschillende niveau's kunnen voorkomen. Zelfs volledige Weichseliaan sequenties, waarbij continue aggradatie is opgetreden, kunnen niet zomaar in bestaande chronostratigrafische modellen worden ondergebracht, daar ook een groot aantal lokale factoren een rol spelen bij de ontwikkeling van de vorstverschijnselen. Meestal treden te frequent, in een relatief korte tijd veranderingen op in een weinig dik sedimentpakket.

Ter hoogte van de ontsluiting is de sequentie met intense en diverse cryoturbaties (in LC2) gedeeltelijk onder fluviatiele activiteit in een ondiep verwilderd geulensysteem geërodeerd. Tijdens die fluviatiele fase werd grof zand en silex aangevoerd.

Reeds eerder werd op het polycyclisch en polygenetisch karakter van de grintvloer G4 gewezen. De successie van de lagen leert dat algemene denudatie moet hebben plaats gegrepen onder de werking van stromend water in zeer ondiepe, zeer brede geulen, waarbij het grint uit de oorspronkelijke sedimenten werd aangerijkt. Aldus ontstond een residueel sediment. De morfologie van de platbodemgeulen werd mogelijk geconditioneerd door de permafrost aanwezigheid. De geulmorfologie levert aldus een onrechtstreekse klimaatsindicatie. In het oostelijk deel van de ontsluiting troffen we een dieper ingesneden geul aan, aansluitend bij de geulen onder de rug van Stokveld.

De platbodemgeulen zijn gedurende een latere denudatiefase verder aangerijkt tot een grintvloer. Na deze erosieve fase veranderden de omstandigheden in het fluviatiel systeem drastisch. In een overstromingsvlakte van een zeer breed dal kon alternerend klei en zand worden afgezet (LZ 5).



Deze sedimenten zijn van colluviale en alluviale aard. De aanwezigheid van vorstscheuren en microdruipstaarten bewijzen de koude afzettingsomstandigheden. Het feit dat op deze alluviale sedimenten eolische afzettingen van Tardiglaciale aard voorkomen en het feit dat vorstverschijnselen erin voorkomen sluit de Holocene ouderdom van het pakket LZ5 uit.

Op figuur X.6 wordt de verspreiding van de verschillende facies en de specifieke sedimentaire structuren weergegeven. De vorstwiggen zijn gegroepeerd waargenomen in het noordelijk deel van de ontsluiting. Ze komen relatief hoog in de sequentie voor. Het geulenpatroon Z3 verloopt volgen een noordoost-zuidwest-as. Dit konden we afleiden uit de morfologie van de trogvormige sets (volgens DeCELLES et al., 1983) en dank zij de vervolgbaarheid in de ontsluiting zelf.

Op de tabel X.1. wordt de correlatie doorgevoerd van de gedefinieerde eenheden met die uit de andere ontsluitingen van het testgebied en met de algemene stratigrafische indeling.

#### 3.1.4. AANVULLEND DETAILONDERZOEK IN DE OMGEVING

Met het doel de karakteristieken van het Tertiair substraat beter te leren kennen en de paleogeografische veranderingen in het Kerkebeekdal te onderzoeken, werd het terrein van de ontsluiting met hand- en diepboringen, met geo-electrische metingen verder verkend. Ook de resultaten van 12 grondmechanische weerstandsmetingen werden geëvalueerd. De gegevens worden gesitueerd op figuur X.2.

##### 3.1.4.1. Resultaten

Tabel X.3. geeft de resultaten van het geo-electrisch onderzoek weer. Er komt een relatief homogene opbouw tot uiting: een zandig pakket (tussen 13 en 16 m dik) rust op een kleilaag, die meer dan 10 m dik is. De top van de klei helt geleidelijk in noordelijke richting. Op de figuur X.7. wordt de diepte van het kleipakket onder het maaiveld aangegeven, naast de isohypsen van dit oppervlak.



Op basis van boorgegevens uit de omgeving kan de kleilaag gecorreleerd worden met het Lid van Merelbeke (eenheid L1). De zandige bedekkende laag behoort tot het Lid van Vlierzele.

Uit de geo-electrische metingen komt het grensvlak tussen de Kwartaire en Tertiaire sequenties niet tot uiting. Een bovenste geo-electrische eenheid geeft het verschil in resistiviteit weer tussen de waterverzadigde laag en de relatief droge zandige bovenlaag.

De interpretatie van de druksonderingsprofielen is hier vooral gesteund op de veranderingen en absolute waarden van de puntbreukweerstand. De lithologische interpretatie steunt op correlatie met boorgegevens en op de waarde en het verloop van de punt- en totale weerstand. De resultaten werden verwerkt in de kaarten, de profielen en op de tabellen X.2.

#### 3.1.4.2. De lokale lithostratigrafische kolom.

Aanvullend bij de eenheden, onderscheiden in de ontsluiting, konden we volgende eenheden identificeren:

eenheid Ko (---/-5.0 m)

Deze eenheid omvat het kleicomplex behorend tot het Lid van Merelbeke (L1).

eenheid Z1 (-5.0/0.0 m)

Deze laag bestaat uit middelmatig fijn zand met een gemiddelde mediaan van  $215 \mu\text{m}$ . Het zand is goed gesorteerd en de verdeling is unimodaal. De modale fractie ligt tussen 215 en  $250 \mu\text{m}$  en omvat 30 à 35 % van de zandfractie. De fijne fractie ( $< 63 \mu\text{m}$ ) bedraagt minder dan 5% gewichtsgehalte, terwijl de fractie grover dan 1 mm minder dan 0.5 % bereikt. Z1 is glauconietrijk, het glauconietgehalte van de zandfractie schommelt tussen 10 en 15 %.

Op bepaalde niveau's komen zandsteenkorrels of dunne zandsteenlaagjes voor. Meestal zijn het broze verkittingen, die slechts 1 cm dik zijn. Soms komen verkieselde fossielresten voor (en wormkokers ?) en tabulaire verkittingen, vooral lager dan het peil -5 m. Daar worden ook verspreide dunne kleilamellen aangetroffen.

De bovenste begrenzing van de laag vormt een onregelmatig oppervlak gekenmerkt door bruuske hoogteverschillen van 1 à 2 m (Fig. X.8.) Deze hoogteverschillen kunnen te wijten zijn aan differentiële zetting, veranding met de bovenliggende laag of ze kunnen ontstaan zijn door differentiële erosie voor de afzetting van eenheid Z1k.



Puntweerstanden zijn groter dan  $160 \text{ kg/cm}^2$  in Z1. Er is een geleidelijke overgang van de konusweerstanden naar de bovenliggende eenheid. De dikte van de laag bedraagt meer dan 6 m, doch op de meeste plaatsen wordt het maximaal indringingsvermogen van de druksonderingen eerder bereikt, waarschijnlijk ten gevolge van de aanwezige zandsteenconcreties. Een aantal niveau's met grotere weerstanden dan 220 tot  $240 \text{ kg/cm}^2$  worden onderscheiden op 6.6, 8 en 11.5 m onder het maaiveld.

eenheid Z1K (-1.0/+1.0 m)

Z1K bestaat uit zeer fijn kleiig zand, dat lateraal tot zandige klei evolueert. De dikte varieert tussen 1 en 2 m. De laag heeft een koepelvormige tot rugvormige allure waarbij de basistopografie sterk wisselt ( Fig. X.8. ). Deze kleiige tussenlaag bestaat uit een onderste zandig gedeelte (Z1Ka) dat slechts 0.5 m dik is en gekenmerkt is door drukweerstanden tussen 40 en  $120 \text{ kg/cm}^2$ . Z1Ka bestaat uit een afwisseling van zandige en kleiige laminae met een fijne fractie ( $63 \mu\text{m}$ ) die tussen de 8 en 10 gewichtsprocent omvat. De zandige laminae zijn slecht gesorteerd met zelfs grove korrels. De fractie grover dan 1 mm bedraagt toch nog 1 à 2 % en het glauconietgehalte van de zandfractie kan tot 13 % oplopen.

Het bovenste deel (Z1Kb), een kleihoudend fijn zand tot zandige klei bevat meer dan 15 % fijne fractie. De mediaan is gemiddeld  $120 \mu\text{m}$  (zeer fijn zand), doch de waarde varieert gevoelig. Het glauconietgehalte overschrijdt de 10 % niet. Deze laag heeft een lage puntbreukweerstand ( 25 à  $60 \text{ kg/cm}^2$  ). Het is een zandig lithotype van de eenheid L3b (Tertiair substraat)

eenheid Z2 (+1.0/+3.0 m)

Z2 bestaat overwegend uit middelmatig fijn zand met gelijkaardige kenmerken als Z1. De mediaan ligt iets hoger dan in eenheid Z1 (200-215  $\mu\text{m}$ ). Het gewichtsgehalte van de fijne fractie overschrijdt de 4 % niet. De hoger gelegen gedeelten van de afzetting, vooral in het oostelijk deel van het terrein hebben een iets fijnere korrelgrootte. Sommige sets bevatten veel lignietgruis.

Z2 heeft een gemiddelde konusweerstand van  $200 \text{ kg/cm}^2$ . Deze konusweerstand schommelt meestal tussen 175 en  $225 \text{ kg/cm}^2$  en bereikt maximaal  $320 \text{ kg/cm}^2$ .

Waar Z2 ontbreekt komt een kleicomplex voor, aansluitend bij eenheid Z1K.

Aan de basis van Z2 komt een discontinue zandsteenbank voor met onbekende dikte. Op plaatsen waar deze ondoordringbare zandstenen ontbreken, komen over een maximale dikte van 0.5 m lignietconcreties en zandsteenbrokjes voor.

De eenheid Z2 is gedeeltelijk ontsloten (L/Z1). Deze laag komt overeen met het stratotype voor de eenheid L3c. De top van deze afzetting komt hier overeen met de basis van de Kwartaire eenheden. Dit oppervlak is onregelmatig met geulinsnijdingen en geïsoleerde hoogten. De isopachenkaarten en isohypsenkaarten van dit oppervlak bewijzen dit ( Fig. X.8., X.9., X.10. ).



eenheid Z3 (+3.0/+6.0 m)

De Kwartaire eenheden worden op de boorprofielen met Z3 aangeduid.

#### 3.1.4.3. Schematische lithostratigrafische doorsneden ( Fig. X.11)

De op figuur X.2. gesitueerde profiellijnen illustreren de laterale en verticale verhoudingen tussen de eenheden.

Profiel 1 laat duidelijk de geulvormige insnijding van het Kwartair zien. De hoogteveranderingen van het kleiig complex komen tot uiting.

Profiel 2 geeft de plotse diktetoename van het kleiig facies (Z1K) weer ten nadele van het glauconiethoudend zand (Z2). Dit profiel, aangevuld met de verspreidingskaart van eenheid Z2 en Z1K (Figuren X.8., X.9.) en de kaart met de basistopografie van Z2 geven volgende aanwijzingen. De zandsteenaanwezigheid en de hoge konusweerstand komen voor waar eenheid Z2 tegen het kleipakket Z1K uitwigt. De zone waar Z2 ontbreekt en Z1K een belangrijke dikte heeft, verloopt nagenoeg noord-zuid en loopt dwars op de algemene hellingsrichting van de Tertiaire lagen. Wellicht heeft differentiële erosie de kleiige laag aangetast voor de afzetting van Z2, waardoor een bedolven micro-rug ontstond.



### 3.2. DE ONTSLUITING LOPPEM-WEINEBRUGGE (\*)

Deze ontsluiting situeerde zich 200 m ten noordoosten van ontsluiting Loppem-Oligofrenen en vertoonde desondanks belangrijke verschillen en gelijkenissen. Een synthetische verticale kolom wordt op basis van de beschrijving van DEDUYTSCHÉ A. (1974) voorgesteld op figuur X.12.

De Kwartaire sequentie wordt hier tot 5 m dik, tegenover een maximale dikte van 3.5 m te Loppem-Oligofrenen. Aan de basis van de Kwartaire sequentie komt een fluviatiel sediment voor dat verder naar het oosten, onder de rug van Stokveld en de depressie van Wulgenbroeken nog veel belangrijker wordt.

Een goed correleerbaar niveau in de verschillende ontsluitingen is de grintrijke laag op + 3.5 m O.P.. Dit grint komt overeen met eenheid G4 uit ontsluiting Loppem-Oligofrenen. In Weinebrugge wordt onder dit fluvioperiglaciair denudatieoppervlak een successie van minstens drie onafhankelijke fasen met opdooilaagverstoringen genoteerd, gescheiden door erosieoppervlakken die postgenetisch mee verstoord werden. Analoge, doch minder complexe sequenties werden ook in Loppem-Oligofrenen aangetroffen. Daar werden vooral kleiige en venige sedimenten opgenomen in de secundaire verstoringen en verliepen de verschillende verstoringfasen op hetzelfde absoluut niveau waarbij steeds dezelfde sedimenten werden verstoord. Vorstwiggen werden te Weinebrugge niet gesignaleerd.

Terwijl er in Loppem-Oligofrenen slechts één belangrijk grintniveau werd geconstateerd, komen in ontsluiting Weinebrugge verschillende subhorizontale grintvloertjes tot uiting, wijzend op de interne denudatiefasen in een verwilderd rivierstelsel.

Noteren we ook het verschil tussen de sedimenten die de grintvloer G4 bedekken. Waar een klei-zand alternatie voorkomt in ontsluiting Loppem-Oligofrenen wordt hier een tabulair fijn, gelamineerd tot homogeen fijn zand voor van niveo-eolische aard

(\*) Gegevens uit A. DEDUYTSCHÉ, 1974.



### 3.3. DE ONTSLUITING SINT MICHIELS

#### 3.3.1. SITUERING EN PROBLEEMSTELLING

Een viertal ontsluitingen kwamen vrij in de omgeving van het Brugs spoorwegstation. Twee daarvan werden reeds eerder beschreven (MOSTAERT, 1980). De aanvullende gegevens waren van die aard dat ze een revisie van de vroegere interpretaties noodzaakten, waardoor we verplicht werden terug te komen op ontsluitingen SM1 en SM2 (MOSTAERT, 1980) met een gesynthetiseerde beschrijving van de basiswaarnemingen enerzijds en een aangepaste interpretatie van de stratigrafische en sedimentgenetische bevindingen anderzijds.

Een algemene vertikale kolom wordt op figuur X.13.

#### 3.3.2. BESCHRIJVING VAN DE EENHEDEN

##### eenheid SM/Z1

glaucconietrijk fijn zand dat zich van de Kwartaire sedimenten onderscheid door het ontbreken van hoornblendemineralen. Lignietconcreties en plantenresten komen voor. Bovenaan is het oorspronkelijk multilamellair planair gelaagdheidstype gehomogeniseerd. De kleur is er grijsgroen (5G5/2) en dit door mechanische postsedimentaire glauconietdestructie. De secundaire sedimentaire structuren vertonen isomorfisme met 'Taschenboden' en 'Tröphenboden', dit zijn cryoturbate verstoringen te wijten aan het inzakken van meer cohesief materiaal in een waterverzadigde minder cohesieve zandige opdooilaag.

##### eenheid SM/Z2

Deze eenheid bestaat uit middelmatig zand met een belangrijke grove fractie bestaande uit al dan niet gecacholoniseerde afgeplatte en gerolde silexen en melkkwartskeitjes. De top van deze laag bestaat uit een subhorizontale grintvloer op het peil + 2.0 m, waaruit kleine wigvormige structuren doordringen in de onderliggende zanden.

Overigens is eenheid SM/Z2 gekenmerkt door cosets met trogvormige kruisgelaagdheid, geulopvullingskruisgelaagdheid en homogene sedimentverdeling. De richting van de lengteas van de geulstructuren is dominant zuidoost-noordwest.

Het zijn fluviatiele zanden die in een verwilderd aggraderend geulstelsel ontwikkelden. Een algemene denudatie heeft zich nadien voorgedaan met lagsedimentatie; de grove elementen uit de geulen werden aangerijkt. Het fijner materiaal werd uitgewassen. In het oosten en het zuiden blijft enkel een basisgrint over aan de basis van de Kwartaire afzettingen.



### eenheid SM/K3

Donkergroene klei met plantenresten. Deze laag is maximaal 20 cm dik en heeft areaal slecht een beperkt voorkomen. SM/K3 wijst op uiterst rustige omstandigheden in alluviale overstromingskommen.

### eenheid SM/L4

Glauconiethoudend lemig zand rustend op het discontinue kleiniveau SM/K3. De subhorizontale pseudotabulaire microstratificatie is aangetast door synsedimentaire en postsedimentaire cryogene verstoringen. Kleine vorstwigjes en chaotische verstoringen in een dun laagje komen voor. Overigens is de laminatie afwisselend vlak-parallel, vlak discontinu, tot discontinu-gegolfd nonparallel (terminologie volgens REINECK & SINGH, 1973) Hoger is de gelaagdheid pelliculair met 0.3 cm dikke microlaminae. Deze laminaties zijn door granulometrische verschillen geaccentueerd. De afzetting bestaat hoofdzakelijk uit herwerkt Tertiair zand. Behalve het glauconietgehalte wordt dit ook aangetoond door de zware mineralensamenstelling.

Overigens is eenheid SM/L4 gekenmerkt door discontinue grintniveau's en leemlenzen.

Deze polygenetische sedimenten zijn onder andere afgezet ten gevolge van een combinatie van niveo-eolische en fluviatiele processen, waarbij nivaal ruissellement kan zijn opgetreden langs de zwakhellende dalwanden die in het Tertiair substraat gemodelleerd waren.

### eenheid SM/P5

Deze laag bestaat uit een afwisseling van humeuze, ferrugineuze en dikwijls verkitte lemige zanden in bandjes van 2 cm dikte en bleke fijne zandlagen met tabulaire subhorizontale gelaagdheid. Ook komen meestal aan de basis mergelachtige humusloze lemen voor naast verspreide veenlensjes. Ter hoogte van de actuele loop van de Kerkebeek, waarlangs de ontsluiting overigens gesitueerd is, wigt de eenheid SM/P5 uit. De maximale dikte van dit humeus complex gedraagt meer westelijk zelfs 0.5 m. Het geïntercalleerd zand heeft dezelfde granulometrische kenmerken van de bovenliggende laag (SM/6Z)

Deze plasafzettingen zijn ontwikkeld in een deflatiekom, waarbij in drogere periodes ook eolisch materiaal is ingevangen.

### eenheid SM/Z6

Fijn tot middelmatig kalkloos zand dat goed gesorteerd is. De eenheid vertoont typische zandduinkruisgelaagdheid. De foresets zijn relatief lang en rechtlijnig, ze snijden het basisoppervlak zonder basisafbuiging. De grootste hoek van de foresetlaminea met het subhorizontale basisniveau bedraagt 35 %, met een oost-zuidoost richting. In noord-noordoost/zuid-zuidwest georiënteerde profielwanden kwam dan ook een subhorizontale tabulaire laminatie voor.



#### 4. BOORPROFIELEN EN KARTERINGEN

##### 4.1. BOORPROFIEL C ; DE EVOLUTIE VAN DE KERKEBEEK

Een aantal handboringboringen werden tot in het Tertiair substraat uigevoerd ( Fig. X.1. ), aangevuld met literatuurgegevens (DEDUYTSCHÉ, 1974; DE MOOR & HEYSE, 1978) en met archiefboorgegevens vormen dit de basisgegevens voor de reconstructie van de onstaansgeschiedenis van het dal van de Kerkebeek.

##### 4.1.1. DE PALEOTOPOGRAFIE VAN HET TERTIAIR SUBSTRAAT

Het Tertiair substraat bestaat in het testgebied uit het Lid van Vlierzele (eenheid L3). Op het profiel C wordt een doorsnede weergegeven tussende Rug van Oostkamp en het kasteel van Doornenbos, waarbij het verloop van de basis van het Kwartair wordt weergegeven. Onder de Rug van Stokveld is de dikte van het Kwartair soms groter dan 10 m, op het peil - 2 m O.P., terwijl die ter hoogte van de ontsluiting Loppem-Oligofrenen slechts 3m bereikt en onder de actuele loop van de Kerkebeek zelfs nog minder. De actuele Kerkebeek ligt ter hoogte van een vervlakkingsniveau, dat in het Tertiair substraat is uitgewerkt op het peil + 3 m O.P. Meer naar het westen volgt het Tertiair substraat verder de actuele topografie. Er komt slechts een dun Kwartair dek voor en het Tertiair substraat dagzoomt plaatselijk op de rug van Sint Andries. Dit alles impliceert dat de actuele Kerkebeek voorkomt op een oude dalwandvoet van een paleo-Kerkebeek-Lijsterbeek valleiensysteem. Dit systeem zocht ter hoogte van de later ontwikkelde rug van Stokveld en de actuele Lijsterbeekvallei een weg naar het noorden. Dit komt eveneens tot uiting in boorprofiel E. Uit dit profiel blijkt bovendien dat de Tertiaire opduiking onder de Rug van Sint Andries in feite niet overeenkomt met de actuele dalwand van de Kerkebeekvallei. Op het vervlakkingsniveau tussen + 3 en + 4 m ligt een relatief dik Kwartair dek van eolische oorsprong. Deze sedimenten bedekken een oude dalwandvervlakking. De topografie van de basis van het Kwartair en de dikte-kaart van de Kwartaire afzettingen voor het testgebied worden op de figuren X.18 en X.19 weergegeven.



#### 4.1.2. DE KWARTAIRE GETUIGESSEDIMENTEN

De oudste getuigessedimenten van Kwartaire ouderdom die in dit gebied werden vermeld, zijn mariene Eemiaan sedimenten, die zich ten oosten van de Rug van Stokveld uitstrekken (DE MOOR & HEYSE, 1978). Deze sedimenten konden we door eigen waarnemingen niet terugvinden. Ondanks het feit dat de insnijdingsdiepte in het Tertiair substraat diep genoeg was om Eemiaan sedimenten te verwachten nemen we aan dat het grootste deel ervan gedurende het Weichseliaan werd geërodeerd.

De Weichseliaan sedimenten zijn zeer verscheiden: grove fluviatiele zanden, gecryoturbeerde klei-, veen- en zandlagen alluvia, colluvia, ... werden aangetroffen. De Holocene sedimentsequentie is beperkt tot een dunne kleilaag in de beekdalen.

Op het profiel onderscheiden we een aantal eenheden, die worden benoemd met de symbolen uit de algemene lithostratigrafische indeling. (profiel C)

##### eenheid T/L3

Het Tertiair substraat bestaat uit middelmatig glauconietrijk zand van het Lid van Vlierzele. Onder de rug van Oostkamp komen ook kleiige lagen voor. Er is niet nader ingegaan op de samenstelling van de Tertiaire lagen onder de Rug van Oostkamp.

##### eenheid K

In het westelijk deel van het studiegebied bestaat de top van de Tertiaire eenheden uit donkergroene, dikwijls kleiige zanden. Meestal is de korrelgrootte fijner dan het Tertiair substraat zelf. Het zand is glauconiethoudend. Het bestaat uit een herwerkt Tertiair sediment dat opgenomen is in verstoringen van diverse aard zoals congelifluctie en opdooilaagverschijnselen.

##### eenheid W/FZ

Naar het oosten en het noorden toe van het testgebied, beneden het peil + 2.5 m O.P. komen glauconiethoudende zanden voor, soms met veenbrokken, silex, eventueel verkiezelde houtfragmenten. Het zijn fluviatiele zanden die zich vooral ter hoogte van het actuele dal van de Lijsterbeek en onder de rug van Stokveld ontwikkelden. De dikte van de laag kan 6 m bereiken. Het basisgrint in het oostelijk deel van het testgebied kan bij deze afzetting worden gerekend. In het meer westelijk deel behoort het basisgrint tot de eenheid W/FL2.



#### eenheid W/LC

Een complex met klei-, veenlagen, klei-zandafwisselingen en discontinue grintniveau's. In de ontsluitingen konden we hun oorsprong achterhalen ; het zijn namelijk lokaal gecryoturbeerde fluviatiele en semilacustriene sedimenten, getuigend van zeer belangrijke energiefluctuaties en de afzetting in een verwilderd geulensysteem.

#### eenheid W/FL2

Deze eenheid omvat een grintniveau dat werd aangetroffen ten westen van de rug van Stokveld. Dit residueel sediment snijdt trogvormige geulstructuren aan die waren opgevuld met grinthoudend middelmatig zand. De diepste geulinsnijding bereikte ter hoogte van het profiel het peil + 1.5 m. Het erosieoppervlak aan de top lag tussen + 3 m in het zuiden en + 1 m in het noorden. De eenheid werd afgezet onder fluvioperiglaciaire omstandigheden in een verwilderd geulensysteem. Nadien heeft zich een algemene denudatieperiode gemanifesteerd eveneens van fluviatiele aard. De sporen van de grintvloer gaan verloren in het oostelijk deel van het profiel.

#### eenheid W/ALL

Dit polygenetisch sedimentcomplex, bestaande uit klei- en zandlagen, komt voor tussen het peil + 3 m en + 5 m . Naar het oosten toe wordt de eenheid zandiger. Een aantal subfacies worden onderscheiden:

1. alternerend zandige en kleiige laminae met wisselende dikte van de laminaeparen.
2. alternerend tabulair gelaagde fijnzandige lagen lateraal verterandend met facies 1.
3. leem en zandige leem; lagen van 0.5 m wisselen af.

De eenheid ALL is afgezet in zeer brede plattetrogvormige cosets met subhorizontale, subtabulaire inwendige gelaagdheid. Het zijn fluviatiele sedimenten afgezet onder weinig energierijke omstandigheden in overmaatse vlakbodemdalen en/of in kommen van een brede alluviale vlakte. De regelmatige afwisseling van granulometrisch sterk verschillende laminae wijst op het onregelmatig regime.

#### eenheid W/DK

Ter hoogte van Tillegem bos (westelijk deel van het profiel) en op de rug van Stokveld, die ook wel eens Stuyvenberg wordt genoemd, komen tot aan het actuele maaiveld fijne tot middelmatig fijne zanden voor met een bleekgele kleur (5Y 7/4). In de valbodempland van de Kerkebeek zelf komt het niet voor. Op de westelijke dalwand van de rug van Stokveld, een zeer geleidelijk hellend oppervlak, bestaat de eenheid uit een dunne oppervlakkige laag met leemhoudende zanden.



eenheid H/ALL

De bovenste komkleien en alluvia zijn maximaal 1 m dik en hebben een beperkte areale uitbreiding beneden het peil + 6 m in de onmiddellijke omgeving van de Kerkebeek en in de depressie van de Lijsterbeek. Ter hoogte van die laatste beek is H/ALL belangrijker en wordt ze ook beneden het peil +4.5 m aangetroffen, in tegenstelling tot de kleien in de omgeving van de Kerkebeek. Deze kleien omvatten de Holocene alluviale afzettingen.

eenheid H/V

In de vallei van de Kerkebeek komt veen voor aan de basis van de klei H/ALL. Dit dun veenlaagje wordt ten zuiden van de verkeerswisselaar van de Expressweg niet meer aangetroffen.

#### 4.1.3 DE PALEOGEOGRAFISCHE EN PALEOMORFOLOGISCHE EVOLUTIE VAN DE KERKEBEEK

Het beekdal van de Kerkebeek bestaat in zijn huidige morfologische vorm slechts vanaf het Weichsel-Tardiglaciaal. Het dalensysteem ten zuiden van Brugge is echter wel ouder. De diepste insnijdingen en de oudste opvullingen bevinden zich echter oostwaarts van het actuele dal van de Kerkebeek, onder de depressie van Wulgenbroeken en de rug van Stokveld. Het actueel dal van de Kerkebeek situeert zich in het westelijk gedeelte van een overmaats opgevuld dal dat hoofdzakelijk Weichseliaan sedimenten bevat.

##### 4.1.3.1. Tussen Loppem en Sint Michiels.

Tussen Loppem en Sint Michiels verloopt de Kerkebeek ten westen van de rug van Stokveld. Deze rug fungeert actueel als interfluvium tussen de Kerkebeek en de Lijsterbeek maar is oorspronkelijk een eolisch verschijnsel. De westflank van het Kerkebeekdal komt overeen met het oprijzend Tertiair substraat, dat bedekt is door een dun eolisch zandpakket.

De opduiking van de Tertiaire lagen is de oorspronkelijke westflank van de bedolven vallei terwijl de actuele oostelijke dalwand eigenlijk overeen komt met een overstoven opgevulde paleothalweg waarin de paleo-Kerkebeek evolueerde.

De toestand is nog iets complexer vermits de Kerkebeek-vallei zich op een dalwandvervlakking situeert. Deze is gemodelleerd in de westelijke dalwand van de Pleistocene vallei.



Deze vervlakking komt duidelijk tot uiting op het profiel C en op de isohypsenkaart van de basis van het Kwartair ( Fig. X.18. ).

Deze dalwandvervlakking is geen bedolven terras in de stricte zin van het woord. Het is een polycyclisch fluvioperiglaciair oppervlak, dat ontstaan is toen de diepste Weichseliaan thalwegen reeds opgevuld waren tot op het peil + 3 m à + 4 m. De dalmorfologie evolueerde tot een overmaats breed dalprofiel, een gevolg van laterale erosie die veel efficiënter doorging dan de verticale insnijding ( Fig. X.20. ).

Een eerste fase van laterale uitbreiding van de thalweg ging gepaard met de ontwikkeling van een verwilderd geulenstelsel. De tweede fase, gepaard gaande met een algemene denudatie was verantwoordelijk voor de vorming van de grintvloer (W/FL2). Functie van de differentiële erosiegevoeligheid van de Tertiaire afzettingen kon deze laterale uitbreiding van de thalweg preferentieel langs de noordwestelijke dalwand manifesteren. De rug van Oostkamp, de oostelijke dalwand is immers opgebouwd uit kleien en weinig erosiegevoelige zandsteenlagen, terwijl de rug van Sint Andries in het westen voornamelijk uit fijne zanden bestaat.

Het overmaatse dal is later door eolische accumulatieve vormen gedeeltelijk geoblitereerd. Ter hoogte van Kasteel Doornenbos heeft de Kerkebeek de eolische zanden, die daar een afzonderlijk duinmassief vormden, aangesneden. Dit uit zich in de actuele morfologie. De beek loopt er tegen de steil oprijzende westelijke dalwand in een asymmetrisch vleugeldal.

Na de fase met de aanwezigheid van een verwilderd rivierstelsel hebben zich belangrijke veranderingen voorgedaan in het fluviatiel systeem. Het rivierstelsel heeft zich gefixeerd en op bepaalde plaatsen heeft het zich ingesneden. De Kerkebeek heeft zich gefixeerd ten westen van de Rug van Stokveld. Het is zelfs na de gedetailleerde veldcampagne niet uit te maken of de Kerkebeek zich nu vóór dan wel ná de vorming van de rug van Stokveld heeft gefixeerd. Door de individualisatie van de Kerkebeek is dit stelsel onafhankelijk beginnen ontwikkelen van dit van de Lijsterbeek.



De depressie van Wulgenbroeken heeft een andere oorsprong als de depressies van Trudoledeke-Beversveld. Deze laatsten fungeerden als afvoerloze meren in het Tardiglaciaal, terwijl de depressie van Wulgenbroeken altijd geassocieerd was aan een fluviatiel systeem, het is de rest van een nagenoeg opgevulde thalweg, waarin klastische sedimentatie continu is kunnen doorgaan.

#### 4.1.3.2. Ten noorden van het Boudewijnpark

De morfologie van het Kerkebeekdal ondergaat gevoelige wijzigingen ten noorden van het Boudewijnpark (Sint Michiels). Waar de beek zich zuidelijk in een brede thalweg tussen twee eolische ruggen bevindt (deze van Stokveld en die van het Boudewijnpark) heeft zich hier een smal dal ontwikkeld dwars op de oriëntatie van de eolische ruggen.

Ofwel heeft de Kerkebeek zich een doorbraakdal geforceerd doorheen de reeds bestaande eolische dekzandrug, ofwel heeft de eolische werking een bestaand dal wel enigszins morfologisch beïnvloed doch is het continu blijven bestaan.

De Kerkebeek draineert water uit Centraal West-Vlaanderen dat in de eerste plaats opgevangen werd in de depressie ten zuiden van de dekzandruggen. Gedurende de drogere fasen achten we deze beek niet erosiekrachtig genoeg om een doorbraakdal te forceren. Als het traject in noordelijke richting pas na de definitieve vorming van de eolische rug tot stand kwam is het toch zeer vreemd dat deze de depressie tussen de rug van het Boudewijnpark en die van Stokveld niet volgde om uiteindelijk in het systeem van de Waardamme uit te monden. Morfografisch komt deze depressie tussen voornoemde ruggen nog tot uiting.

Actueel lopen er beken doorheen de rug van Stokveld en doorheen de uitlopers van de rug van Oostkamp. Dergelijke doorbraakdalén kunnen op natuurlijke wijze ontstaan, als we aannemen dat het aangevoerde water in bekkens achter de gevormde dekzandruggen stagneerde tot bij wateroverlast doorbraken tot stand kwamen via de lager gelegen delen van de dekzandrug.



#### 4.1.3.3. De evolutie gedurende het Holocene

De sedimentatie bleef gedurende het Holocene vrij beperkt in het dal van de Kerkebeek. Aan de basis van de Holocene sequentie troffen we geen sporen aan van intense erosie. De basis van deze Holocene afzettingen wordt langs het bestudeerde traject niet beneden het peil + 3.5 à + 4 m waargenomen. Aan de basis van de sequentie troffen we een dunne veenlaag aan die in de ontsluiting Sint Michiels 3 althans gezien de aanwezigheid van Cerealea niet vóór de Romeinse periode is ontstaan. Deze veenvorming kan geassocieerd worden aan de relatieve veranderingen van het dal door de toenemende mariene invloed die vanaf de Romeinse periode het noorden van Brugge bereikte. Dat de erosie gedurende het Holocene nooit dieper dan het peil +3.5 à 4.0 m doorging in het Kerkebeekstelsel ten zuiden van Brugge, ondanks de lage zeespiegelstanden in het Eo-Holocene en het Laat-Weichseliaan is te wijten aan het feit dat de regressieve erosie bij het gegeven regime niet zo ver landwaarts doordrong. De afstand tot de kustlijn was aanzienlijk gedurende het grootste deel van het Holocene. Dit is zo gebleven tot de Duinkerke-fasen, waarbij in een relatief korte periode de mariene invloed 15 km landwaarts werd verschoven. Op dit ogenblik echter waren de hoogwaterstanden reeds dermate hoog dat ze weinig weerslag hadden op het achterliggend beekstelsel.

Gezien het ontbreken van mariene invloed in het Kerkebeekstelsel moet de aggradatie bij de eerste mariene Duinkerke-ingressie voldoende hoog hebben gelegen om boven de gemiddelde hoogwaterstand te blijven. Hetzelfde geldt voor de latere Duinkerke-fasen. Van zodra de waterhuishouding door menselijke ingrepen gecontroleerd werd, kende de Kerkebeek ten zuiden van Brugge een nieuwe wijziging met geringe kleisedimentatie in de overstromingsvlaktes.

Voor de zeespiegelreconstructie in de Kustvlakte is het dus belangrijk om een beeld te hebben van de dalmorfologie en de insnijdingsdiepte van beken zo dicht mogelijk bij het marien inbraakgebied. Er moet echter rekening worden gehouden met het feit dat de diepste insnijdingen niet noodzakelijk overeenkomt met het niveau ten tijde van de mariene inbraak.



## 4.2. BOORPROFIEL D: SINT MICHIELS-OEDELEM

Dit profiel D, dat gesitueerd wordt op kaart I.6., illustreert de problematiek van de opvulling van het Waardammestelsel.

### 4.2.1. De Tertiaire afzettingen

#### eenheid T1

Zeer fijn glauconietrijk zand met afwisselend kleiige tussenlagen, die tot 1 m dik kunnen worden.

#### eenheid T2

middelmatig fijn tot middelmatig glauconietrijk zand, met verspreide zandsteenfragmenten en zandsteenbanken en met veel lignietfragmenten.

#### eenheid T3

fijn glauconietrijk lemig zand

Deze eenheden zijn in het westelijk deel van het profiel aangetroffen. Ze hebben eerder een lokale verspreiding, behalve eenheid T2 die vrij algemeen voorkomt.

T1, T2 en T3 behoren tot het Lid van Vlierzele uit de Formatie van de Mont Panisel (respectievelijke eenheden L3b, L3c, L3e). In oostelijke richting worden deze lagen bedekt door jongere Tertiaire eenheden.

#### eenheid T4

groene klei, schelploos. Deze eenheid komt overeen met het Lid van Beernem (eenheid L4)

#### eenheid T5

zandsteenlaag. De lithostratigrafische positie van de vervolgbare ondoordringbare laag is onduidelijk. Deze bank bevindt zich in de overgangszone tussen de eenheden L3 en L4, op de overgang tussen kleiig en een zandig complex.

#### eenheid T6

Schelprijke zandige klei en schelpaccumulaties. T6 heeft een equivalent lithotype als de eenheid L5 die we met het Lid van Oedelem correleerden.

#### eenheid T7

Glauconiethoudend zand met schelpaccumulaties (L8)

#### eenheid T8

Glauconietrijke zandige klei (L9)



## 4.2.2. DE KWARTAIRE EENHEDEN

Naast de code weergegeven op profiel D wordt een correlatie voorgesteld met de eenheden uit de algemene lithostratigrafische kolom.

eenheid Z-1

P/G3 - P/G4

Grintlaag of grinthoudende zanden op dalwandverlakkingen op het peil +8 m en +4 m. Het hoogste niveau is het oudste.

eenheid Zo

P/ZG2

Grintrijk middelmatig zand met silex, zandsteenfragmentjes en eventueel Tertiaire schelpkleppen en -fragmenten (Turitella solanderi). Deze laag bevat geen mariene Kwartaire elementen en komt steeds voor onder mariene afzettingen, dit wil zeggen beneden het peil -6 m O.P. Eenheid Zo heeft een wisselende dikte die echter meestal de 2 m niet overschreidt.

eenheid Z1

E/Z3 - E/Z1

Schelprijke middelmatige tot grove zanden. Mariene Kwartaire schelpkleppen (voornamelijk Cerastoderma edule) komen voor met herwerkte Tertiaire schelpfragmenten, silex en zandsteenfragmenten. Deze eenheid wordt aangetroffen beneden het niveau - 5 m en is plaatselijk verschillende meter dik.

eenheid Gx

?? W/FL1

Basisgrint van de Kwartaire sequentie voorkomend op een vervlakkingsniveau op het peil 0 m ( $\pm 0.5$  m). Het komt voor op het westelijk deel van het profiel D.

eenheid Z2

P/Z1

Glauconiethoudende fijne zanden met verspreide silex, aangetroffen onder mariene Kwartaire sequenties tot op het peil - 1.5 m. en ook niet dieper dan het peil - 3.5 m O.P. Deze laag bevat geen Kwartaire mariene schelpkleppen.

eenheid K3

E/K1 -E/K3

Zware klei tot leem met verspreide schelpkleppen, zelfs dubbelkleppige exemplaren (Scrobicularia plana, Cerastoderma edule of Cerastoderma glaucum, Macoma baltica en enkele Gastropoden behorend tot de Hydrobidea). De klei wordt plaatselijk onderbroken door zandige tussenlagen waarvan de bovenlaag dikwijls verspreide schelpkleppen bevat (Cerastoderma edule).

De klei is relatief homogeen verdeeld en is gekenmerkt door frequente laterale en verticale facieswisselingen door veranderingen van de granulometrische samenstelling. De meest typische sequentie ziet er als volgt uit:  
Aan de basis, op het peil -6 m komt een humeuze tot venige klei voor die schelploos is. Dit facies komt eveneens voor waar de kleilaag rust op zandige mariene afzettingen. Tot op het peil - 4 m wordt een kleilaag aangetroffen, die lichter wordt naar boven toe en uiteindelijk tot een klei-zandalternatie overgaat. Tussen - 4 en - 3 m (uitzonderlijk tot - 1 m) komt een zandige tussenlaag voor. Waar het nog aanwezig is, bestaat de sequentie tussen - 2.5 en 0 m meestal uit zware leem tot klei.



## eenheid L4

W/LC1

Leem en zandleem met verspreid plantenresten. Naar boven toe neemt het zandgehalte toe tot uiteindelijk zelf lemig zand voorkomt. Deze laag rust zonder scherpe onderbreking op eenheid K3 en komt niet hoger voor dan op het peil + 1 m. Waar L4 aangetroffen is, ontbreekt het grintrijk niveau G6.

## eenheid Z5

W/FL1

Glauconiethoudende fijne zanden onderbroken door kleilaagjes met verspreide mariene Kwartaire schelpkleppen, landslakjes of broos schelpgruis, kalkzandsteenbrokjes en vegetatierestjes. Z5 wordt aangetroffen in diepe insnijdingen tot op het niveau - 5 m, waar K3 niet in de ondergrond aanwezig is.

## eenheid G6

W/FL1

Lateraal sluit G6 aan op het basisgrintniveau Gx. Het bestaat uit een grinthoudend middelmatig zand met herwerkte Tertiaire elementen, zandsteenfragmentjes, 'grains de riz', schelpfragmenten en schelpkleppen (Scrobicularia plana, Hydrobia sp., Cerastoderma sp. van Kwartaire oorsprong en Turitella sp. uit het Tertiair). Het basisniveau bestaat dikwijls uit een aaneengesloten grintvloertje. De correlatie tussende verschillende gegevens berust op de gelijkaardige hoogteligging, namelijk tussen 0 en - 1 m en op de gelijkaardige stratigrafische posities ten opzichte van specifieke eenheden.

## eenheid Z7/L7/L7'

W/LC

Deze complexe eenheid bestaat uit leem en alternerend leem- en zandlagen, soms onderbroken door grintaccumulaties. De verdere onderverdeling is gebaseerd op de hoogteligging van de vervolgbare grintniveau's.

## eenheid Z7

Fijn leemhoudend zand dat geen grove elementen bevat, slechts en beperkte dikte heeft en voornamelijk in het westelijk deel van het profiel wordt aangetroffen, rechtstreeks rustend op het Tertiair substraat of op grove fluviatiele sedimenten van eenheid G6. De dikte varieert tussen 0.5 en 1 m.

## eenheid L7

Dit is een dunne leemlaag (0.7 tot 1 m) die plaatselijk humeus is aan de basis. Deze laag komt niet hoger voor dan het peil + 1 m.

## eenheid L7'

Dit is een samengestelde leemlaag die meer in het oostelijk deel van het profiel werd waargenomen tot op het peil +2.5 à +3 m. De leemlagen hebben dikwijls nog een belangrijke zandfractie, ze vertonen alternerend zwaardere en minder zware niveau's. In de oostelijke zone, ter hoogte van de rug van Oedelem is de successie complex en komen verschillende zandige en lemige facies in superpositie voor. Daar ligt de top van dit complex tot op het peil +2.5 m door het ontbreken van het erosief niveau aan de basis van G8.



## eenheid G8

W/FL2

Op het peil +2 m komt een grintniveau voor die varieert van een dunne keienvloer tot een grove grinthoudende zandige laag van 0.8 m dik. In het oostelijk profielgedeelte is dit niveau niet vervolgbaar.

## eenheid L9-Z9

W/ALL

Dit is een lateraal sterk wisselend complex bestaande uit een zandig en een lemig facies.

## L9

Leem die zandiger wordt naar boven toe. Verspreid komt schelpgruis voor van continentale oorsprong (Succinea sp., Lymnea sp., Pupilla muscorum ...). Vegetatieresten komen er enkel in de bovenste delen voor. Een aantal humeuze lemige en venige lagen met lokaal zandige tussenlaagjes komen tussen +1 m en +2 m voor.

## Z9

W/NE

Leemhoudend fijn zand met verspreide vegetatieresten en in de basiszone lokale dunne venige tussenlagen. Dit facies vertaamt met het leemcomplex L9. De laag L9-Z9 komt voor tussen +1 en +2m.

## eenheid G10

Een discontinu grintvloertje komt voor op het peil + 4 m. Het komt enkel voor aan de basis van de eenheid Z11.

## eenheid Z11

W/DK

Bleekgeel (5Y7/3) kalkloos fijn zand. Aan de basis is het leemhoudend. De top van de eenheid komt overeen met het actuele maaiveld.

## eenheid V12

H/ALL

Lokale veenlagen en kleiig veen met houtfragmenten op het peil + 2.5 m en hoger, afgezet in de beekdalen die dwars doorheen de dekzandrug verlopen. Soms komt een opeenstapeling van plantenfragmenten voor door herwerking van een oorspronkelijke veenlaag en dit in een kleiige tot zandige matrix.

## eenheid K13

Klei tot zware klei met vegetatieresten voorkomend in de beekdalen van de Lijselebeek, het dal van Steenbrugge en de Velddambeek (aan de voet van de rug van Oedelem). Deze laag wordt nergens dikker dan 1 tot 1.5 m.

## eenheid V-M

W/M

In de depressie van Trudoledeke-Beversveld komt aan het oppervlak een dunne veenlaag voor die een 20 tot 40 cm dikke kalkgyttja (mergel) bedekt.



### 4.2.3. PALEOGEOGRAFIE VAN HET WAARDAMMEBEKKEN

#### 4.2.3.1. Inleiding

Het profiel D is een dwarsdoorsnede door het bedolven valleisysteem van de Paleo-Waardamme. Ten zuiden van de profiellijn vertakt het systeem zich waar het gescheiden wordt door ruggen met hoog voorkomend Tertiair in de ondergrond (de rug van Oostkamp). Ten zuiden van het onderzochte boorprofiel is het patroon van de respectieve dalen nog gereflecteerd in de actuele dalmorfologie. Net iets ten noorden van het profiel heeft de oost-west verlopende dekzandrug de dalmorfologie nagenoeg geoblitereerd.

De diepste insnijding in het Tertiair substraat situeert zich in het oostelijk profielgedeelte, aan de voet van de rug van Oedelem. De insnijding heeft een asymmetrisch patroon met hellingen die evenwel slechts zelden de 3 % overschrijden. Het verloop van het dalensysteem wordt best weerspiegeld in de isohypsenkaart van de basis van de Kwartaire afzettingen (Kaart II.3). Deze paleotopografie reflecteert echter een polycyclische enpolygenetische ontstaansgeschiedenis.

De erosiebasis van het fluviatiel systeem van de Waardamme fluctueerde in de tijd, geconditioneerd door een aantal factoren zoals zeespiegelstanden, permafrostontwikkeling en het verdwijnen van de bevroren laag. Het is een zeer complexe materie om uit die alternerende opvullings- en insnijdingsfasen een evolutieschema te kunnen afleiden. De erosie heeft heel wat sporen uitgewist.

De erosiebasis lag oorspronkelijk op + 30 m. Daar komen immers de oudste (voor het testgebied) residuele fluviatiele, Kwartaire afzettingen voor. De diepste insnijding ligt op -10 m ter hoogte van het profiel en actueel verloopt de fluviatiele afvoer op een opvullingsvlak op het peil +3 à +5 m. De aanwezigheid van de goed identificeerbare mariene Eemiaan afzettingen laat toe de evolutie van het stelsel verder in detail na te gaan ( Fig. X.21. ).



#### 4.2.3.2. De gebeurtenissen vóór de mariene Eemiaan invloed.

Vooraleer de invloed van de Eemiaan transgressie zich tot zo ver in het zuiden van de inham Brugge-Oedelem uitstreckte, zijn verschillende fluviatiele fasen actief geweest. Op de hoogste delen van de rug van Oedelem treffen we terrasmateriaal aan, dat correleerbaar is met het terras van Meulebeke (TAVERNIER & DE MOOR, 1974). Langs de rug van Oedelem komen dalwandterrassen voor, die tot stand zijn gekomen in glacialen en interglacialen. Zo treffen we bedolven vervlakkingsniveau's aan op het peil +8 m en op het peil + 4 m. Fluviatiele sedimenten rusten er rechtstreeks op het Tertiair substraat. Ze bestaan enerzijds uit residuele sedimenten, anderzijds uit grove geulopvullingen. Deze geulopvullingen bewijzen de mogelijkheden voor sediment-aggradatie in het milieu, terwijl de residuele sedimenten enkel aanwijzingen geven over de lokale erosiediepte. De aanwezige dalwandvervlakkingen zijn echter weinig vervolgbaar. Bepaalde grintpakketten zijn wellicht door massabewegingen langs de dalwand verplaatst.

Door het feit dat grinthoudende zanden voorkomen die geen mariene schelpkleppen bevatten in de diepste delen van de paleo-thalweg (eenheid Z1), besluiten we dat deze diepste insnijding reeds voor de Eemiaan transgressie is opgetreden. Een vroeg Eemiaan ouderdom is echter niet uitgesloten. Alle post-mariene fluviatiele, relatief grove sedimenten bevatten herwerkte mariene schelpkleppen, op voorwaarde dat deze ter plaatse of stroomopwaarts oudere mariene afzettingen aansnijden.

De aggradatie heeft in die thalweg minstens het peil -6 m bereikt vóór het door mariene erosie is aangetast. Door erosie van later ontwikkelende getijdegeulen is de insnijding wel kunnen doorgaan tot op het peil - 8 m.

Op hogere niveau's zijn echter ook continentale opvullingen genoteerd (tot op het peil - 1.5 m). Op dit niveau wordt door door mariene sedimenten bedekt. De pre-mariene opvulling kan in de thalweg het peil -1.5 m hebben bereikt en in een Eo-Eemiaan periode weer ingesneden zijn tot -6 m in het zuiden en tot - 12 m in het noorden van het kaartblad Brugge.



Een andere ,meer plausible mogelijkheid is, zoals overigens uit de stratigrafische interpretaties blijkt, wordt hier verder uitgewerkt. De fluviatiele opvulling op het peil -1.5 m gebeurde in een fase voorafgaand aan de diepste insnijding. Na de diepste insnijding is de opvulling tot -6 m doorgegaan. De Eemiaan hoogwadafzettingen zijn dan rechtstreeks op dit opvullingsvlak afgezet en dit zonder voorafgaande erosie.

#### 4.2.3.3. De mariene Eemiaan afzettingen

Wadomstandigheden bereikten het zuiden van Brugge van zodra de hoogwaterstanden het peil - 6 m bereikten. De onderste Eemiaan afzettingen bestaan uit een typisch overstromingsfacies met humeuze klei aan de basis. Dergelijk facies troffen we in de Polderrand aan de basis van de Holocene hoogwadkleien eveneens aan op plaatsen, waar het hoogwad bij stijgende zeespiegel uitbreidt over het lichthellend Pleistoceen substraat. Op de hoogste delen zijn slikke- en schorre- condities tot stand gekomen onderbroken door een niet eens diep ingesneden getijdegeulpatroon. De Eemiaan sequenties kwamen tot stand bij een stijgende zeespiegel wat de dikte en het hoogte-interval van voorkomen van de hoogwadafzettingen in het bestudeerde profiel kan verklaren. In de loop van de evolutie traden periodes met algemene slikke-uitbreiding op, waarbij op de opgevulde getijdegeulen en zandwadplaten, ook hoogwadafzettingen tot stand kwamen. Bij die algemene verlanding lag de hoogwaterlijn hoger dan - 5 m. De schorre- en slikke-uitbreiding kon anderzijds niet altijd gelijke tred houden met de zeespiegelrijzing, waardoor eveneens laterale verplaatsingen van de wadsubmilieu's optraden. Daarbij konden zandslikke en gemengd wadsedimenten zonder voorafgaande erosie op hoogwadafzettingen worden afgezet. Zeer lokaal konden zelfs veenlagen ontwikkelen bij lokale verlandingsfasen. Dergelijke sequenties bewijzen dat de netto-zeespiegelstijging niet regelmatig verliep.

Mariene schelphoudende hoogwadafzettingen komen voor tot op het peil 0 m; geleidelijk gaan die over in leem en klei van continentale oorsprong. De schorren en slikken verschoven zeewaarts. Er trad een verandering op van perimarien tot zuiver fluviatiel met continue sedimentaggradatie.



De sedimentaggradatie gebeurde onder rustige omstandigheden bij het einde van het Eemiaan interglaciaal dus bij verlagende zeespiegelstanden. Regressieve erosie geassocieerd aan verlagende zeespiegelstanden drongen aanvankelijk nog niet door tot het dalensysteem rond Brugge.

#### 4.2.3.4. De Weichseliaan sequentie.

Meestal zijn de verlandingssporen van het wad en het perimariën milieu later geërodeerd. Geulen werden uitgeschuurd. Deze hadden een wisselende breedte en een gemiddelde insnijdingsdiepte tot op het peil - 5 m O.P. Deze geulen werden opgevuld met fluviaatiele sedimenten die zowel de invloed van het Tertiair substraat als de herwerking uit mariene Eemiaan afzettingen reflecteren. Vermits de Eemiaan lagen vooral uit kleilagen bestaan in het beschouwde gebied is de zware mineralensamenstelling van de geulopvullingen weinig door de mariene afzettingen beïnvloed. (vandaar de granaatdeficiëntie en het ontbreken van hoornblende) Het regime fluctueerde sterk in de geulen waarbij in energierijke fasen grint kon worden aangevoerd. In de minder energierijke fasen kon zelfs leem en klei sedimenteren. Dit materiaal was afkomstig van de oudere Kwartaire sedimenten en van Tertiaire kleilagen die uit het achterland werden herwerkt.

Na een opvullingsfase van de relatief diep ingesneden geulen is er een belangrijke denudatiefase opgetreden waarbij de fluviaatiele activiteit drastisch wijzigde van geconcentreerde afvoer in diepe geulen tot verwilderde afvoer in een zeer breed vlakbodemdalen. Vanaf de ontwikkeling van het vervlakkingsniveau op 0 m O.P. kon cyclische opvulling optreden van de samenstellende geulen. Vooral op het westelijk deel van het profiel blijkt er een geleidelijke afname van de transportcapaciteit (het regime) te zijn opgetreden met achtereenvolgens de afzetting van grof zand, fijn zand en uiteindelijk leem. In het oostelijk deel van het profiel kwamen na de periode met grintaanvoer spoedig veel kalmere omstandigheden tot stand. Periodes met grintaanvoer en erosie kunnen het gevolg zijn van belangrijke seizoenale opdooiing in de lente, eventueel worden ze aangevoerd bij piekdebieten bij stortregens.



Het opvullingsniveau heeft minstens het peil + 2.5 m bereikt vooraleer er een tweede belangrijke erosiefase optrad met denudatie tot op het peil + 1 m O.P. Dit leiden we af uit de hoogte van donken die uit ouder Kwartair materiaal opgebouwd zijn.

In de vallei van de Kerkebeek werd een analoog erosievlak met residueel sediment in dezelfde stratigrafische positie (FL2) aangetroffen. De eenheid FL2 lag weliswaar iets hoger. Er moet echter rekening gehouden worden met de verhanglijnen enerzijds en met het feit dat hier twee onafhankelijke fluviatiele assen worden beschouwd (gescheiden door de rug van Oostkamp).

Na deze denudatie trad aggradatie op in een fluviatiel systeem tot op het peil + 4 m. De afzetting reflecteert de wisselende energie van het milieu. De afzetting gebeurde onder relatief kalme omstandigheden, geassocieerd aan drogere, eventueel koudere periodes met geringe afvoer. Anderzijds kunnen ze het gevolg zijn van warmere omstandigheden, waarbij de seizoenale debietsfluctuaties getemperd waren.

Op dit leemcomplex werden eolische afzettingen aangetroffen van de eenheid DK. Aan de basis van deze sedimenten komt een discontinu grintniveau voor op + 4 m. De eolische afzettingen behoren tot de rug tussen Stekene en Gistel. Hier damde ze de depressies van Trudoledeke-Beversveld in zuidelijke richting af. In deze depressies kwam bij stijgende watertafel een kalkgyttja tot ontwikkeling. De watertafel bereikte er dus grotere hoogtes dan +4.5 m.

#### 4.2.3.5. Het Holocene.

Holocene sedimenten afgezet in de beekdalen komen beneden het peil + 1.5 m niet voor. In Steenbrugge komt een veenpakket voor dat 2 m dik wordt en afgezet is in een smal, morfografisch uitgesproken noord-zuid verlopend dal. Dit dal kan de paleo-thalweg vormen van een van de Zuidbrugse beken uit het Tardiglaaciaal. In het Holocene is de vervening doorgegaan tot uiteindelijk klastische sedimentatie optrad met de afzetting van klei.



De afgeleide dominante aanvoerrichting was dus west-noordwest, wat overigens niet geheel in overeenstemming is met waarnemingen in de meer zuidelijk gesitueerde profielen (SM3). Dikwijls vervaagt de gelaagdheid naar boven toe of komt op de kruisgelaagde sets een lemig niveau voor met lokale vegetatiesporen. De foresets rusten plaatselijk op een laag met goed ontwikkelde symmetrische en asymmetrische golfvormige microstructuren, geassocieerd aan de plasafzetting (SM/P5).

#### eenheid SM/Z7

Plaatselijk wordt SM/Z6 erosief bedekt door een dun laagje lemig zand en door een humusaanrijkingshorizont. Daarop komen eveneens kruisgelaagde zanden voor wijzend op een aanvoerrichting uit meer westelijk richting dan in eenheid SM/Z6.

#### eenheid SM/Z8

Tegen de actuele loop van de Kerkebeek aan komt een middelmatig fijn tot fijn geelgrijs zand voor dat granulometrisch nauwelijks van SM/Z6 en SM/Z7 te onderscheiden is.

Het verschil situeert zich vooral in de sedimentaire structuren. Kruisgelaagdheid komt voor met foresets met basisafbuiging wijzend op sedimentatie in vochtige omstandigheden. Deze foresets wijzen op diverse aanvoerrichtingen.

Meestal echter is de laag gehomogeniseerd. Ten gevolge van insijpelingsverschijnselen is het sediment dooraderd door ferrugineus en humeus materiaal.

SM/Z8 is een herwerkt duinsediment dat door ruissellement aan de voet van het duin (SM/Z6) is afgezet en dit voor de fixatie door bodemvorming. SM/Z6, Z7 en Z8 worden immers aangetast door bodemvormende processen. Een toposequentie komt voor. Op de hoogste delen treffen we een goed ontwikkelde podzol aan met duidelijke humus- en ijzer-B-horizont. Lager langs de helling, die tevens de actuele dalwand van de Kerkebeek is kunnen onder meer vochtige omstandigheden zelfs hydromorfe gronden met natte regosols tot stand komen.

#### eenheid SM/V9

In de laaggelegen zone langs de Kerkebeek komt op het niveau +3.5 m tot +4.0 m een weinig zand tot zandig veen voor. Fluviatiele sedimenten geassocieerd aan de actuele beek werden niet waargenomen. In tegenstelling met vroegere bevindingen (MOSTAERT, 1980) bestaan de zand- en veenlagen die we ter hoogte van de Kerkebeek aantreffen, uit respectievelijk aangevoerd materiaal en uit weinig opvullingsmateriaal van de inmiddels verdwenen kasteelvijver (19 de eeuw).

### 3.3.3. ONTSLUITING SINT MICHIELS 3

Ten zuiden van de hiervoor beschreven ontsluitingen SM1 en 2 kwam langs de linkeroever van de Kerkebeek een maximaal 3 m diepe ontsluiting vrij, die enkele aspecten van de opvullingsgeschiedenis van de Kerkebeek aan het licht bracht.



Boringen in de omgeving wezen aan dat het Tertiair substraat tot op het niveau +1.5 m voorkomt. Een dun grintvloertje komt aan de basis van de Kwartaire afzettingen voor. De plasafzettingen ontbreken.

eenheid SM3/Z1 (+3.5/+6.5 m)

Deze laag komt overeen met SM/Z6 en gedeeltelijk met SM/Z8. Het is een fijn zand onderbroken door twee meer lemige niveau's met roestaanrijkingen. Eén niveau situeert zich op +3.8 m; het meer algemeen humeus niveau op +5.1 m.

Eenheid SM3/Z1 kent verschillende gelaagdheidstypes. Op het onderste roestniveau komt kruisgelaagdheid voor met foresetlaminatie met hellingen tot 28 % in zuid-zuidoostelijke richting. Het contact met het lemig-roestig niveau aan de basis is scherp. De hoogte van de sets kan 80 cm bedragen. Meestal rust een sub-horizontaal tot licht hellend tabulair complex op die kruisgelaagde sets.

Boven het tweede lemig niveau is in hoge mate homogenisatie opgetreden. Tot dicht tegen de actuele loop van de Kerkebeek worden hier dus onverstoorte duinsedimenten aangetroffen. Op de dalwand, die uit eolisch materiaal bestaat, worden de diverse ontwikkelingsfasen van podzolen aangetroffen. In het noordelijk deel van de ontsluiting is de podzol lokaal geërodeerd, terwijl op andere plaatsen een geleidelijke overgang naar een venige laag wordt aangetroffen. De aanrijkingshorizonten van de podzolen bereiken tegen de Kerkebeek aan ongeveer het peil van eenheid SM/V2.

eenheid SM/V2

Aan de basis van geulvormige insnijdingen komt venige klei tot kleilig zand voor en dit nergens beneden het niveau +4 m en evenmin hoger dan +4.8 m. Deze veenlaag werd palynologisch onderzocht.

eenheid S3/Z3

Scherp rustend op zowel het veen als op de bewaarde A-horizont van de paleosol komt humeus lemig fijn zand voor met verspreide vegetatieresten en roestvlekken.

Op figuur X.14. wordt de topografie gegeven van het maaiveld en van de basis van de veenlagen of waar die ontbreekt van de top (Ap) van de podzol. De verspreiding van de bewaarde podzol wordt geïllustreerd. De metingen van de strekking en de helling van de foresets worden weergegeven.

Een oorspronkelijk hoger duin strekte zich in het centrale deel van de ontsluiting uit. Langs de flanken ervan is het fixerende bodemprofiel nog bewaard gebleven.



In de vochtige depressies in het duinenlandschap konden dunne veenlagen ontwikkelen, waarop alluviale komsedimenten van de Kerkebeek en de kleine zijtakken werden afgezet.

#### 3.3.4 ONTSLUITING SINT MICHIELS 4

In combinatie met een aantal handboringen gaf de ontsluiting SM 4, die zich meest noordelijk situeerde op de westelijke dalwand van de Kerkebeek, dezelfde successie als in SM1 en 2. De eolische zanden (SM/Z6) hebben hier wel een beperkte dikte en voor een groot deel zijn het verplaatste duinsedimenten. De plasafzetting SM/K3 bestaat hier uit leem en klei met een beperkt humusgehalte.

#### 3.3.5. SEDIMENTGENESE, LOKALE PALEOGEOGRAFISCHE EN PALEO-MORFOLOGISCHE EVOLUTIE

De Tertiaire sedimenten (L3b - het Lid van Vlierzele) werden tot op het niveau +1 à +2 m O.P. geërodeerd. Hier moeten we geen mariene Eemiaan sedimenten verwachten, gezien dit niveau hoger ligt dan het maximaal bereikte Eemiaan hoogwaterniveau. Enkele honderden meter oostwaarts evenwel, waar de Kwartaire insnijding tot -4 à -5m reikt, komen wel mariene sedimenten voor; (VANDENBERGHE et al., 1974) Overigens kwam de insnijding ter hoogte van de ontsluitingen Sint Michiels pas later tot stand, namelijk gedurende het Weichsel glaciaal.

Vooraleer de diepste fluviatiele insnijding werd bewerkstelligd, waren de Tertiaire sedimenten reeds opgenomen in mollisolverstoringen, die niet ver van het bestaande oppervlak konden plaatsgrijpen. Het is opvallend dat belangrijke sedimentaire structuren wijzend op de koude omstandigheden, nagenoeg ontbreken in de sequentie te Sint Michiels. Mogelijks zijn de sporen grotendeels vernietigd door erosie bij de installatie van het verwilderd geulensysteem (SM/Z2). Hierbij werd in de geulen herwerkt Pleistoceen terrasmateriaal aangetroffen. Sterk in tegenstelling met de bovenliggende eenheden werd in de geulopvullingssedimenten (SM/Z2) opvallend weinig herwerkt Tertiair



materiaal aangetroffen. Enkele zandsteenfragmentjes en afgeplatte zwarte silexen komen uit de Tertiare formaties; glauconiet ontbreekt. De zware mineralen reflecteren door hun hoekigheid en specifieke samenstelling dan weer een relatie met het Tertiair substraat (MOSTAERT, 1980). Het opaakgehalte is er hoog, het hoornblende-, epidoot-, en granaatvoorkomen is beperkt ten opzichte van disteen-, zirkoon-, en staurolietgehaltes.

De denudatie na de opvulling van de geulen was eveneens van fluviatiele aard, wijzend op een verandering van de relatieve positie van de ontsluiting langs het lengteprofiel van het rivierstelsel of op een algemene wijziging van het lengteprofiel zelf. Gezien het algemeen voorkomen kunnen deze morfologische veranderingen het gevolg zijn van klimaatsveranderingen met debietswijzigingen.

De algemene denudatie (die overigens ook in andere ontsluitingen werd onderkend) kan overeen komen met een belangrijk tijdshiaat. Een polycyclische genese van het gevormde residueel sediment is waarschijnlijk. Ondertussen kunnen totaal andere omstandigheden hebben geheerst met sedimentaggradatie-fasen, die later weer werden geërodeerd. Vermits de onderliggende sequentie geen dateerbare niveau's bevat, wordt chronostratigrafische situering van dit residueel sediment uitgesloten (top SM/Z2). Het voorkomen van kleine afgetopte resten van vorstwiggen en de afwezigheid van het niveau met intens gecryoturbeerde structuren die in alle overige ontsluitingen in de omgeving werden waargenomen onder een correleerbaar grintniveau, bewijst dat de erosie hier lokaal vrij belangrijk kan zijn geweest.

De hoogteligging van het grintniveau in de diverse ontsluitingen geeft een eerst indicatie van de eventuele verhanglijn overeenkomend met de denudatiefase. Stroomopwaarts, te Loppem troffen we een grintlag aan op  $+3 \pm 0.4$  m, te Sint Michiels ligt het op 1.5 à 2.0 m. Verder stroomaf, aan de Kathelijnepoort komen twee niveau's voor, één op 0 à -1 m, het ander op +2.1 m. Er wordt dus een vrij geleidelijke helling aangetroffen (\*)

(\*) Gezien het subhorizontaal karakter van de grintvloeren kunnen we dit stellen.



Na deze erosieve fasen is opnieuw aggradatie opgetreden in omstandigheden die aanvankelijk weinig energierijk waren. Klei sedimenteerde in stagnerend water. Plantengroei kon zich in de plassen ontwikkelen (SM/K3). Dergelijke dunne discontinue enigszins cohesieve plasafzettingen rustend op minder cohesieve zandige sedimenten zijn in regel zeer gevoelig voor verstoringen bij het differentieel invriezen van de opdooilaag. Hier echter ontbreken de verstoringen die op koude omstandigheden laat staan op een continue permafrost zouden wijzen.

De sedimenten die de plasafzettingen bedekken, reflecteren de koude omstandigheden wel. Het zand is er door nivaal ruissellement afgezet, waarbij Tertiair materiaal uit de dalwanden herwerkt werd en gemengd werd met het sediment dat door niveo-eolische processen werd aangevoerd. Het granaatgehalte is in die afzettingen (SM/L4) belangrijk toegenomen. Dit blijkt een typisch kenmerk van de niveo-eolische afzettingen in de omgeving van Brugge. Gezien de geografische positie van de ontsluitingen en de relatieve hoogteliggeng ten opzichte van oudere sedimenten met analoge zware mineralensamenstelling moet de aanvoer van het sediment op zijn minst gedeeltelijk uit het noorden afkomstig zijn. Gezien de oriëntatie van het fluviatiel systeem kan die enkel van eolische aard zijn.

De afzetting gebeurde onder aggraderende (eventueel seizoenaal) bevroren grond waarin vorstscheuren konden ontwikkelen, die bovenaan worden begrensd door dunne chaotisch verstoorde laagjes. Slechts enkele laminae werden seizoenaal verstoord onder waterverzadigde omstandigheden. Spoedig werden die verstoorte niveau's gefixeerd door hernieuwde sedimentatie en het mee aggraderen van de bevroren laag.

De invloed van het Tertiair substraat op de mineralogische samenstelling van het sediment verminderde met de toenemende aggradatie. Ook de sporen van alternerende dooi- en invriezingsverschijnselen komen in de hoger afgezette zanden niet meer tot uiting. Het definitieve verdwijnen van de permanent bevroren laag heeft geen verdere verstoringen met zich gebracht.

Onder droge(en koude) omstandigheden werd het niveo-eolisch opvullingsvlak gevoelig voor lokale deflatie.



Gezien de onderliggende sedimenten grintloos zijn, werd geen eolisch deflatielag gevormd, te vergelijken met het grint van Middelburg (DE MOOR & HEYSE, 1974). Het oppervlak werd gemodelleerd in ondiepe depressie met tussenliggende hoogtes, eventueel accumulatieve eolische vormen.

Gedurende een algemene vervochtigingsfase werden die ondiepe depressies in plassen herschapen waarin leemhoudende en humeuze zanden werden afgezet. Het is uit de ontsluitingsgegevens niet af te leiden of deze vervochtiging overeenkomt met een grondwatertafelverhoging dan wel met een lokale deflatie tot op de grondwatertafel. In elk geval moeten de omstandigheden voor de ontwikkeling van een vegetatiedek gunstig zijn geweest. De plasafzetting werd ten minste twee maal door periodes met hernieuwde beperkte eolische activiteit onderbroken. Nagenoeg op dezelfde plaatsen herstelde zich evenwel het vochtige plasmilieu. Asymmetrische ribbelstructuren ontstonden door windwerking op de ondiepe plas. De oorspronkelijk gevormde lemig-humeuze compacte niveau's kunnen voor een verminderde percolatiecapaciteit hebben gezorgd, waardoor een hangwatertafel de vochtige omstandigheden mee hielp verder bestaan.

Uiteindelijk werden de plasafzettingen door een migrerend duinensysteem bedekt. Deze duinvorming gebeurde met een dominante sedimentaanvoer uit noord-noordwest tot west-noordwestrichting. Deflatiefasen en zelfs beginnende fixatie door bodemvorming komen op diverse niveau's voor. Na een eerste fase met de afzetting van de steil kruisgelaagde sets, overeenkomend met nagenoeg constante aanvoerrichtingen, blijken de gesuperponeerde duinstructuren sterk beïnvloed door de reeds bestaande morfografische toestand. De afgeleide aanvoerrichtingen hebben weinig betekenis als indicator voor de dominante windrichting.

De aangetroffen sedimentaire structuren van eolische aard vertonen isomorfisme met de zogenaamde 'encroachment'-zone (GLENNIE, 1970) van transversale duinen.

Voor de definitieve fixatie door de podzolisatie is vooral de steile oostelijke tot zuidoostelijke duinhelling door ruisselementsprocessen en afschuivingen minder steil geworden door een aanpassing aan het vochtig evenwichtsprofiel.



### 3.4 DE ONTSLUITING OUDE GENTWEG-BRUGGE

#### 3.4.1. SITUERING EN PROBLEEMSTELLING

De lokale Kwartaire sequentie kon in de 7 m diepe ontsluiting over zijn volledige dikteworden bestudeerd. Het is vooralsnog de enige plaats in het Brugse waar perimariene Eemiaan kleien werden waargenomen, rustend op gecryoturbeerde Pré-Eemiaan fluvioperiglaciaire afzettingen.

Er wordt gebruik gemaakt van een profieltypensysteem voor de kartografische weergave van de aangetroffen eenheden ( Fig. X.15. ).

#### 3.4.2. BESCHRIJVING VAN DE HOMOGENE EENHEDEN ( Fig. X.16. )

eenheid OG/Z1 (--/ -6.8 m) (\*)

Fijn glauconietrijk zand met lignietintercallaties en scherpe begrenzing bovenaan. Deze laag is tabulair gelaagd met sporen van microribbels. De isohypsen van het erosievlak aan de top is aangegeven op figuur X.14. Een subhorizontaal verloop is waargenomen met een zwakke helling naar het zuidoosten.

eenheid OG/Z2 (-7.2/ -6.5 m)

Fijn glauconiethoudend groengrijs zand. Verspreid komen sillexkeien (tot 2 cm diameter) voor. Het bovenste deel van dit hoofdzakelijk homogeen pakket is aangetast door bodemvorming met de ontwikkeling van roestniveau's. Het fluvioperiglaciair karakter van deze laag komt tot uiting door de aanwezigheid van trogvormige sets waarin ongerolde platte blokken in bevroren toestand werden verplaatst en de opvulling van het geultje uitmaakten (zie vorstverschijnselen; type 1)

eenheid OG/V3 (-7.0/ -6.8 m)

Venige klei (5 cm dik) met een discontinu voorkomen. Enkel waar de basis van de bovenliggende klei niet dieper ligt dan 7 m onder het maaiveld (\*) wordt het aangetroffen. Het is gezien de granulometrische samenstelling en de bruuske overgang op OG/Z2 onafhankelijk ontwikkeld van de onderliggende bodem. Desondanks is dit humeus niveau afgezet zonder belangrijke voorafgaande erosiefase. De areale uitbreiding van V3 wordt op figuur X.14. geschetst.

eenheid OG/K4 (-6.6/-7.0 m)

Zeer compacte blauwgrijze schilferige klei tot zware klei, bovenaan begrensd door een algemeen voorkomende venige klei (OGV5). Deze laag is niet dikker dan 25 cm.

(\*) De hoogtes worden aangegeven ten opzichte van het peil van de Kathelijnestraat.



eenheid OG/V5 (-6.35/6.40 m)

Subhorizontaal verlopende zwarte venige kleilaag. Macroscopische plantenresten worden niet aangetroffen.

eenheid OG/K6 (-6.35/-5.00 m)

Blauwe, zware, zeer compacte klei met sterk wisselende dikte (tussen 5 en 130 cm). Vooral langs de zuidelijke ontsluitingswand is dit facies zeer belangrijk en werd het opgenomen in postsedimentaire verstoringen. Er werden geen insluitels en geen primaire sedimentaire structuren aangetroffen.

eenheid OG/L7 (-6.00/-4.50 m)

Zware bruingrijze leem tot lemige klei, verlichtend naar boven toe. Deze laag is afgezet in trogvormige sets enerzijds of geleidelijk overgaand uit OG/K6 anderzijds. Het onderste deel is volkomen homogeen. Het wordt lokaal onderbroken door subhorizontale erosievlakken. Op -5.80 m(\*) komt een 10 cm brede humeuze intercallatie voor met een guirlandevormig verloop ( Fig. X. 16. ).

Geleidelijke laterale en vertikale granulometrische veranderingen komen zeer frequent voor. Naar boven toe wordt het sediment in elk geval zandiger en is het gekenmerkt door een tabulaire microlaminatie. Het leemcomplex wordt dunner en zandiger in het zuidelijk deel van de ontsluiting en het ontbreekt nagenoeg in het zuidoosten.

Secundaire verstoringen komen vooral voor in de topzone van de eenheid in het zuidwestelijk ontsluitingsdeel. Lateraal sluiten de chaotische turbaties aan bij de verstoringen in de zandlagen die op het leemcomplex rusten. Enkel het bovenste deel van het leemcomplex is aangetast en de verstoringen komen voor in lithologisch sterk wisselende sedimenten, ook in de relatief homogene leem.

De dikte van het klei-leemcomplex (OG/V3/K4/V5/K6/L7) wordt voorgesteld op figuur X.15. met een indicatie van de afzonderlijke dikte van de klei V3/K4/V5/K6.

eenheid OG/Z8

Zeer lokaal (in het zuidwestelijk deel) komt homogeen zand voor tussen het complex OG/K6/L7 en de veenlaag OG/V9. Het is postsedimentair opgenomen in de verstoringen die zowel OG/Z10 V9 en Z8 aantastten.

eenheid OG/V9 (-4.60/-4.30 m)

Veenlaag met houtresten en overigens amorfe en zandige kenmerken. Waar het dunner wordt bleek het oorspronkelijk uit een afwisseling van zandige en venige laminae te bestaan of slechts een onbelangrijk bodemniveau te omvatten. In het zuidelijk deel rust het rechtstreeks op OG/K6 en L7. Langs de westzijde is het niet aanwezig door erosie vóór de afzetting van OG/Z9. Waar het veen rust op Z8 komt aan de basis een dun grintvloertje voor.

(\*) Peilen onder het niveau van de Kathelijnestraat.



eenheid OG/Z10 (-4.60/-4.30 m)

Zeer fijn leemhoudend zand dat op OG/V9 werd afgezet vóór de ontwikkeling van de belangrijkste cryoturbaties. Van deze laag worden enkel sporen aangetroffen in de secundaire verstoringen. De oorspronkelijke sedimentaire structuren zijn niet bewaard gebleven.

eenheid OG/Z11 (-6.00/-4.00 m)

Zandcomplex met wisselende dikte tussen 0.5 en 2 m. Deze laag bestaat uit grof en fijn zand, silexniveau's, alternerend lemige en zandige laminae, in een complexe opeenvolging. De basis wordt gevormd door een erosievlak. Secundaire sedimentaire structuren ontbreken nagenoeg. Slechts enkele fijne vorstspleten werden gesignaleerd. Bovenaan wordt de eenheid scherp begrensd door een algemeen voorkomend subhorizontaal verlopende lemige, humeuze laag (OG/V12).

In het noordwestelijk deel van de ontsluiting komt een planaire macrostratificatie voor. De sets, met hoofdzakelijk pseudotabulaire microstratificatie of met inwendig homogene verdeling snijden elkaar aan onder zwakke hoeken. De basis van de sets zijn aangerijkt door keivloertjes en grintlaagjes. Hier werden lengtedoorsnedes aangetroffen van een aggraderend verwilderd geulensysteem met een enigszins cyclische opvulling: in ONO-WZW verlopende doorsnedes komen inwendig parallel gelamineerde trogvormige sets voor met grof materiaal aan de basis. Soms treffen we steilhellende laminae aan die afwisselend uit leem en zand bestaan. Ook herwerkt veen komt voor. Meestal treffen we boven de trogvormige sets subhorizontaal tabulaire sets aan met lemige en humeuze intercallaties. De laminae zijn lichtjes geplooid of ze vertonen microribbelstructuren. Het zand is er fijn tot leemhoudend. Uit dit niveau vertrekken de vorstscheuren.

Zowel in noordelijke als in zuidelijke richting vermindert het belang van deze laag die als dusdanig de samengestelde opvulling is van een WZW-ONO verlopende geul ( Fig. IX.15. ).

eenheid OG/V12 (-3.80/-3.90 m)

Humeus venig zand (bruin tot zwart), plantenresten bevattend, samengesteld uit een subhorizontale tabulaire successie van meer en minder humeuze zandige en lemige laminae. Lokaal werden in de lemige lagen, aan de basis vooral zoetwaterslakjes aangetroffen (Lymnea palustris, Lymnea sp.) Ook dit humeus niveau rust plaatselijk op een grinthoudend laagje. Op de Lymneahoudende zand-leem komt een verveend niveau voor met plantenresten gevolgd door een alternatie van humeuze en fijne zanden.

eenheid OG/Z13 (-4.00/-1.50 m)

Fijn tot middelmatig fijn zand dat goed gesorteerd is. Een zeer goed ontwikkeld podzolbodemprofiel is bovenaan bewaard gebleven. Op deze bodem lag een meter opgevoerde grond.



Overigens is het zand van OG/Z13 vrij homogeen afgezien van enkele vertakkende humeuze insijpelingshorizonten. Tabulaire microlaminatie komt enkel in de onderste zone tot uiting met een zeer geleidelijke helling in zuidelijke richting (minder dan 1 %, tussen 175° en 165°).

Onderaan komen grove bandjes voor in horizontale slierten; soms ligt een dun laagje middelmatig zand op het veen (OG/V12).

### 3.4.3. SEDIMENTGENETISCHE INTERPRETATIE

Het erosievlak aan de basis van de Kwartaire afzettingen verloopt lichthellend in oostelijke richting, aansluitend bij de paleothalweg van Oost-Brugge ( Kaart II.10 ).

Het is belangrijk vooraf aan te stippen dat palynologie van de venige kleilaagjes (OG/V3/V5) aantoonde dat hier perimariene sedimenten voorkomen, die gezien hun positie onder continentale gecryoturbeerde afzettingen tot het Eemiaan kunnen worden gerekend. Een aanvullende studie van de diatomeeënhoud van de tussenliggende klei (OG/K4) wees eveneens op het brak tot verlandend afzettingssmilieu bij een relatief warm klimaat. Macroscopische argumenten, zoals de molluskeninhoud of de sedimentaire structuren konden dit hier niet aantonen.

Dit impliceert dat de onderliggende, voornamelijk uit herwerkt Tertiair bestaande sedimenten, die werden afgezet onder fluvioperiglaciaire omstandigheden ten vroegste uit het voorlaatste glaciaal kunnen stammen (Saale) Hoekige bevroren brokken, waarin de oorspronkelijke laminatie nog zichtbaar was werden enigszins verschoven langs de geulranden. Van zodra meer drastische ontdooiing plaatsgreep, was het geheel reeds gefixeerd onder een sedimentpakket. Dit verschijnsel is hier niet noodzakelijk een indicatie voor een continue permafrost.

De bodemrestanten, aangetroffen in het bovenste deel van de eenheid (OG/Z2) kunnen gevormd zijn in het volgende interglaciaal (het Eemiaan). Door afwisselend contact met water en zuurstof werd het glauconiet aangetast waardoor ijzerionen uit het kristalrooster werden vrijgemaakt en omgezet in onoplosbare ferri-ionen. Glauconiet treffen we in het bodemniveau dan ook niet meer aan, wel roestige aanrijkniveau's.



Ook doorworteling is waargenomen vanuit het bovenliggende venige laagje. (OG/V3).

De venige niveau's OG/V3 en V5 bewijzen de continentale omstandigheden, doch het belang van Chenopodiaceae benadrukken de nabijheid van mariene omstandigheden. De klei OG/K4 en OG/K6 is afgezet in een zeer rustig milieu, waarbij behalve plantenresten (rietrhizomen) grof materiaal ontbreekt. De diatomeeën bewijzen het brak karakter. Het zijn lagunaire afzettingen waarbij in ondiepe plassen de mariene invloed periodisch uitgeschakeld werd. Het venig karakter aan de basis is ook al sterk kleilig waardoor het eveneens moet geassocieerd worden aan de verlandende perimariene omstandigheden. Als het verlanden nu al dan niet te wijten is aan fluctuaties van de gemiddelde hoogwaterlijnen zal door het lokaal voorkomen van de veenlaagjes moeilijk te achterhalen zijn.

De kleisedimentatie heeft zich tot een belangrijke hoogte kunnen doorzetten. Het facies(OGV5/K6/V7/K8) waartoe we ook de meer geoxideerde en iets grovere lemen moeten rekenen, komt hoger voor dan de mariene hoogwadafzettingen, die we meer in het zuidwestelijk deel van het testgebied aantreffen. Duidelijke sporen van de getijdewerking (zoals getijdegelaagdheid) ontbreken. De aanwezigheid van Phragmites Sp. is veel schaarser dan in de Holocene lagunaire sedimenten. Overigens wijst de positie in de Eemian inham ook niet direct op een lagune, hoewel we lagunaire facies in de Holocene sequenties ook associeerden met randomstandigheden van het wad. Het voorkomen van de veenlagen is sterk hoogtegebonden. Waar de basis van het kleicomplex dieper ligt dan -6.8 m ( $\pm$  0.0 m O.P.) ontbreekt het onderste veen. Het ligt gemiddeld op + 0.3 m O.P. Het bovenste veen ligt op +0.7 m O.P. De isopachenkaart van het kleicomplex en de kaart waarop de dikte van het bovenliggende fluvioperiglaciair geulensysteem is aangegeven leert dat de dikte van het kleicomplex omgekeerd evenredig is met de dikte van de afzettingen, die erosief de klei aansneden ( Fig. X.15. ).

Er is een geleidelijke overgang van mariene naar continentale omstandigheden waarneembaar met ononderbroken aggradatie en met een zeer geleidelijke toename van de energie in het milieu.



Bij het einde van het Eemiaan interglaciaal greep ter hoogte van de ontsluiting geen diepe vertikale erosie plaats, wel een eerder geleidelijke overgang van wadomstandigheden over lagunaire tot alluviale komopvullingen. De sporen van intraformationele erosie, die aanwezig zijn in het leemcomplex werden bij hernieuwde opvullingsfasen gevolgd door rustige omstandigheden. De overgang van mariene naar continentale sedimenten ging gepaard met een geleidelijke toenemende invloed uit het achterland, merkbaar in de sedimentsamenstelling door de afname van het kleigehalte en de toename van het siltgehalte.

De sequentie toont aan dat gedurende het Eemiaan de hoogst bereikte zeespiegelstanden niet overeenkomen met de grootste areale mariene invloed. Dit kan onder andere te wijten zijn aan de positie en de aard van de beschermende kustgordel.

Wisselende zoetwaterinput konden op basis van diatomeeën-onderzoek geïdentificeerd worden enkele honderden meter ten zuiden van de hier behandeld ontsluiting (CLARYSSE, 1974) in de Eemiaan hoogwadafzettingen.

Het oorspronkelijk oppervlak aan de top van het leem-klei-complex (V3 tot L7) was erosief. Dit erosieoppervlak werd samen met de erop ontwikkelde zanden en veenlagen postsedimentair cryogeen verstoord. Het kleicomplex is geërodeerd door fluvio-periglaciaire insnijding die meer oostelijk (Assebroek-Sint Kruis) een belangrijker impact heeft gehad. Wellicht door de enigszins marginale positie langs het Zuidbrugse thalwegstelsel gedurende het Weichsel glaciaal konden deze overigens moeilijk erodeerbare lemen bewaard blijven.

Vooraleer de cryoturbaties optraden, heeft zich in vochtige en relatief warme omstandigheden een veenlaag ontwikkeld die vervolgbaar was in de ontsluiting aan de Kathelijnepoort (VANDENBERGHE et al., 1974, laag F). De uitbreiding van die veenlaag in de ontsluiting en van de cryoturbate chaotische structuren worden op de figuur X.15.

Gedurende een fluvioperiglaciaire opvullingsfase werden fijne zanden in ondiepe brede geulen afgezet vóór de eigenlijke veengroei (OG/V9) werd afgezet.



De zware mineralensamenstelling van de fluvioperiglaciaire afzettingen is gekenmerkt door de hoge hoorblende-, epidoot- en granaatgehaltenes. Deze samenstelling vertoont veel meer gelijkenis met de niveo-eolische en eolische bovenliggende sedimenten, dan met het Tertiair substraat. Deze opmerking geldt zowel voor OG/Z8 als OG/Z10. Gedurende het Eemiaan kan een sediment met dergelijke zware mineralensamenstelling aangevoerd zijn door getijdegeulen in het wad. Deze zijn dan door latere fluvioperiglaciaire processen herwerkt. Ook oudere eolische en niveo-eolische sedimenten werden herwerkt.

De leem, de zandige leem, het zand en het veen zijn vier materialen met uiteenlopende vorstgevoeligheid, met differentieële mogelijkheden voor ijssegregatie. De onderliggende zware kleien van perimariene oorsprong zijn niet erg geschikt voor ijssegregatie. De fijne zanden en zandhoudende lemen zijn dit des te meer. Deze differentieële vorstgevoeligheid heeft involutievervalsingen mogelijk gemaakt met leemimpregnaties in het zand en veen en dito inzakkingen. De involuties zijn gevormd in de actieve laag of minstens in de zone met intermitterend invriezing en ontdooiing. De structuren kunnen echter even goed het gevolg zijn van congelifluctievervalsingen, waarbij de ondergrond voldoende diep bevroren was. Dit verschijnsel treedt op bij ontdooiing waarbij de waterverzadigde laag langs zelfs minimale hellingen is verplaatst. Indicatief voor een permanent bevroren grondlaag zijn de versvalsingen niet. Congelifluctie kan ook bij seizoenaal bevroren gronden optreden.

De cryoturbaties zijn later opnieuw geërodeerd. Dit tweede belangrijke hiaat is toe te schrijven aan de fluvioperiglaciaire processen met een verwilderde afvoer in ondiepe geulen. Een isopachenkaart van deze afzetting geeft weer dat deze best ontwikkeld is in het westelijk ontsluitingsdeel ( Fig. X.15. ). Opvallend is de aanwezigheid van een groot aantal grove elementen die uit oudere afzettingen zijn herwerkt. Deze oudere afzettingen bevonden zich bij de erosie minstens op het afzettingniveau, meestal hoger.

Er is een vermindering van de korrelgrootte van de herwerkte silex waar te nemen van zuid naar noord in het testgebied.



Dit is te wijten aan de verminderde transportcapaciteit in die richting en aan de toenemende afstand tot de bron. (de oudere Kwartaire terrassen, hoogvoorkomend Tertiair substraat...) De afvoer gebeurde stroomopwaarts in een relatief smal, meer geconcentreerd thalwegensysteem, dat ter hoogte van het zuidelijk deel van Brugge sterk verbreedde en vertakte met energie-afname in de samenstellende geulen, zodat een puinwaaier effect optad.

In de kustvlakte, dus nog meer stroomafwaarts is de grint-frequentie beduidend geringer en is de granulometrie van het grint nog fijner. De grintaanwezigheid impliceert dat stroomopwaarts de belangrijkste erosie met thalweg-verbreding en laterale migratie moet zijn opgetreden.

Het ontwikkelde geulennetwerk kende afwisselend erosieve en opvullingsfasen. Aanvankelijk hebben in de trogvormige co-sets grote stroomsnelheden geheerst, waarbij enkel de grove lading werd gesedimenteerd. Geleidelijk nam de energie af op een bepaalde plaats door laterale verplaatsing van de hoofd-geul. Uitzonderlijk kan in de restgeul zelfs lemig materiaal sedimenteren. Een aggraderend complex ontstond doordat de erosie steeds minder diep inwerkte bij hernieuwde geulverplaatsing. Deze aggradatie kon onder andere toe te schrijven zijn aan de ontwikkeling van de permafrost. Overigens namen de piekdebieten in de tijd af, de sedimenten werden fijner, het grintgehalte verminderde.

Tijdens de geulopvullingsfasen ontwikkelden er zich in de laatste fasen transportstructuren (ribbels), terwijl dit in de oudere, gezien de te hoge stroomsnelheden, niet het geval was. De hoofdrichting van de geulassen is NNW-ZZO, zodat het systeem aansloot bij het zeer breed vlakbodemdalen, dat zich vooral ten oosten van Brugge, ter hoogte van de bedolven Eemiaan inham situeerde. Waar het geulcomplex minder dik is, zoals in het oostelijk deel van de ontsluiting komen minder grove sedimenten voor die pseudotabulair gelaagd zijn. Ze wijzen op de afzetting in zeer ondiepe platte vlakbodemdalen. Dit facies komt stratigrafisch overeen met de bovenste zanden uit het complex.



Het geulencomplex (OG/Z11) is door een subhorizontaal verlopend erosievlak gescheiden van de bovenliggende plasafzettingen en eolische zanden (respectievelijk OG/V12, OG/Z13). Dit erosieoppervlak komt overeen met een deflatieoppervlak. Het ontbreken van een continu grintvloertje kan erop wijzen dat de verticale verlaging eerder gering is geweest en dat de geërodeerde zanden weinig grint bevatten.

Op dit deflatieoppervlak zijn plasafzettingen ontwikkeld in ondiep stilstaand water. De zandige tussenlaagjes in deze humeuze sedimenten zijn ingewaaid in iets drogere fasen. Het weinig niveau (Bölling; eenheid NE/V2) wordt in het zuidelijk deel van Brugge frequent aangetroffen. Na de plasontwikkeling heeft zich nog een belangrijke eolische fase voorgedaan. Het zand is relatief slecht gesorteerd aan de basis van dit eolisch pakket (OG/Z13), wat wijst op penesynsedimentaire deflatie. Gezien het subhorizontaal tabulair verloop van de laminae kon de aanvoerrichting niet worden afgeleid.

Na het beëindigen van de eolische werking heeft zich intense bodemvorming voorgedaan met de ontwikkeling van een zeer typisch podzolprofiel.

De opvallende gelijkenissen met de sequenties van ontsluiting Sint Michiels, het Zand en Kathelijne poort moet hier worden benadrukt, vooral wat betreft de eolische sequentie.

### 3.5. ONTSLUITING KATHELIJNEPOORT-BRUGGE

Ter hoogte van de Kathelijnepoort is een ontsluiting uitvoerig bestudeerd door N. & J. VANDENBERGHE, & F. GULLENTOPS (1974). Chronostratigrafische resultaten uit deze studie werden verwerkt. Schematische verticale kolommen worden op figuur X.17. weergegeven.



### 3.6. ONTSLUITING HET ZAND - BRUGGE

#### 3.6.1. SITUERING

De ontsluiting kwam vrij bij de aanleg van een tunnel en een ondergrondse parkeerruimte. De ontsluiting was 10 m diep en is gesitueerd ten westen van de ingekokerde Speelmansrei. ( Fig. X.17. ).

#### 3.6.2. BESCHRIJVING VAN DE LITHOLOGISCH HOMOGENE EENHEDEN.

eenheid Z/Z1 (--/ +4.0m)

fijn glauconiethoudend zand. Bovenaan is Z1 meestal homogeen verdeeld, terwijl naar onder toe tabulaire microlaminatie tot uiting komt. Intermediair komen kruisgelaagde sets voor met tangentiële en parallel opgevulde trogvormige sets. De inwendige erosievlakken worden dikwijls geaccentueerd door venige intercallaties in tabulaire sets. Deze groenzwarte zones zijn soms over honderd meter vervolgbaar. Plaatselijk komen discontinue zandsteenbanken voor, soms zijn die niet dikker dan enkele mm. De basis van de laag is niet in de ontsluiting waarneembaar.

eenheid Z/K2 (4.0/6.0m)

klei vermengd met grof glauconiethoudend zand, zandsteenfragmenten en uitzonderlijk silex. Deze laag wigt uit naar het zuiden; ze heeft zelden een grotere dikte dan 0.5 m. Waar K2 ontbreekt komt op Z1 een ongestratificeerde gehomogeniseerde zandlaag voor, waarin de glauconiet grotendeels mechanisch vernietigd was. Plaatselijk bevat die zone zelfs gedeeltelijk vergane wortelresten.

Deze eenheid kan intens verstoord zijn, waarbij een menging van zowel onderliggende als oorspronkelijk bovenliggende lagen op natuurlijke wijze tot stand kan gekomen zijn.

eenheid Z/G3 (gemiddeld op +5.2 m)

G3 is een grintrijke laag rustend op K2, bestaande uit silex, glauconiethoudende enigszins gerolde zandsteenfragmenten, grove kwartskorrels en dit alles in een middelmatig kwartszand. Lokaal is deze zone opgenomen in postsedimentaire cryogene turbaties. G3 heeft een discontinu voorkomen en is enkel in het noordelijk deel van de ontsluiting als een afzonderlijke eenheid te beschouwen.

eenheid Z/Z4 (hoger dan +5.0 m)

middelmatig fijn zand rustend op een dun humeus niveau of onmiddellijk op het glauconiethoudend zand van eenheid Z1 of op de klei van eenheid K2. Deze laag wordt maximaal 50 cm dik en wigt in noordelijke richting uit.



### eenheid Z/V5

Deze veenlaag die tot 15 cm dik kan worden bestaat uit een afwisseling van zandige en venige laagjes. De basis van het veen helt zeer geleidelijk naar het oosten toe. De laag ontbreekt in het noordelijk deel van de ontsluiting. Plaatselijk rust het op een grintvloerje met grove kwartskorrels en fijne silexen.

### eenheid Z/Z6 (hoger dan 5.4 m)

middelmatig fijn tot fijn, goed gesorteerd zand. Het komt overal voor in de ontsluiting met een relatief homogeen facies of gekenmerkt door tabulaire microlaminatie in sets met zeer geringe helling ( 2% naar het zuiden)

Op deze eenheid rust een vergraven laag die uit funderingsresten bestaat en diktes van 2.5 m kan aannemen.

## 3.6.3. INTERPRETATIE

De Tertiaire sedimenten (eenheid Z1, het Lid van Vlierzele, L3) worden hier bedekt door een heterogeen sollifluctie-, eventueel een congelifluctiepakket (K2). Dit pakket bestaat hoofdzakelijk uit herwerkt Tertiair materiaal dat langs zeer weinig uitgesproken hellingen afgegleden is. De waterverzadigde bovenlaag (een opdooilaag) kon bewegen op een geïnduceerd glijvlak ( de permafrost of de seizoenaal bevroren grondlagen). Dit verplaatst materiaal bevat eveneens Kwartaire elementen. De eenheid K2 moet tot de eenheid K van het algemeen stratigrafisch model worden gerekend. Het verplaatste complex werd gedeeltelijk geërodeerd waardoor een grintlag achterbleef (G3). Dit discontinu grintvloertje werd op zijn beurt opgenomen in verstoringen van cryogene aard..Zowel vorstwiggen als verstoringen in de actieve laag komen voor. Het grintniveau G3 is moeilijk in de lithostratigrafische kolom in te passen. Op het verstoorde grintniveau werden niveo-eolische sedimenten aangetroffen (Z4). Deze werd onderbroken door lokale plasafzettingen met meer lemige sedimentatie. Na een deflatieperiode, waardoor grinthoudende slierten voorkomen aan de basis van V5, kwam een belangrijke plasafzetting tot stand, die correleerbaar is met deze uit andere ontsluitingen in de omgeving. (Sint Michiels, Oude Gentweg). Deze laag behoort tot de eenheid NE/V2.



Uiteindelijk kwam ook hier na de plasafzetting een dik eolisch pakket tot stand, waardoor de rug van de Gistelsteenweg-Beursplein-, Steenstraat ontstond. Deze rug bereikt maximale hoogtes van + 10 m. Deze eenheid komt overeen met eenheid DK.

De Speelmansrei is kunstmatig gegraven, vermits er nergens sporen van fluviatiele afzettingen worden aangetroffen. Een ander argument is de morfografische positie van de Reie; ten zuidoosten van de ontsluiting komt wel een natuurlijke depressie voor (Oost- en Westmeers) die echter ter hoogte van het Zand uitloopt tegen het Hoogste van Brugge. Ook ten noorden van de ontsluiting kan zich een natuurlijk beekstelsel hebben ontwikkeld (de Lane-Augusteinenreie) Uit strategisch en uit praktisch oogpunt was het voor de hand liggend dat een verbinding tussen die twee systemen tot stand kwam.



## B. TESTGEBIED: DE RUG VAN SINT ANDRIES

### 1. INLEIDING

De ontsluitingen worden van noord naar zuid beschreven. Gezien de grote onderlinge gelijkenissen van de waargenomen sequenties wordt de interpretatie achteraf synthetisch weergegeven.

#### 1.2. GEOMORFOLOGISCHE SITUERING

Het zuidwestelijk deel van het kaartblad Brugge is gekenmerkt door een geleidelijk naar het noorden hellende topografie die verder naar het westen vervolgbaar is op het kaartblad Houtave. Dit is de noordelijke helling van de rug van Sint Andries, die een steilere zuidelijke helling heeft in de richting van het Zuidbrugse dallandschap.

De hoogste kamlijn van de rug van Sint Andries verloopt in zuidwest-noordoostelijke richting en vermindert in hoogte naar het noordoosten toe. De actuele topografie weerspiegelt nauwgezet de paleotopografie van de basis van de Kwartaire afzettingen, een oppervlak dat slechts een paar meter onder het actuele maaiveld voorkomt.

Op de noordelijke helling van de rug van Sint Andries komen een aantal lage oost-west verlopende zeer onopvallende ruggen voor met ertussen weinig belangrijke beekstelsels. De Lege Wegbeek sluit aan bij de Laene, een beekje dat te Brugge de Reie vervoegt. De Lege Wegbeek loopt eigenlijk op een vervlakking tussen +7 en +8 m uitgewerkt op de noordwaartse helling. Tussen de lage rug van de Gistelsteenweg en de hoogste kam van de rug van Sint Andries komt de Boterbeek voor. Deze beek verloopt in een natuurlijk dal dat ten zuiden van Brugge eveneens in de Reie uitmondt.

#### 1.3. PROBLEMATIEK

Dit testgebied is gekenmerkt door een dun Kwartair dek dat hoofdzakelijk uit eolische Weichseliaan afzettingen bestaat.



Mariene Kwartaire sedimenten komen er niet voor. In dit testgebied konden Tertiaire afzettingen in ontsluiting worden bestudeerd behorend tot de eenheid L3 (het Lid van Vlierzele) bedekt door outliers van de eenheid L4 (het Lid van Beernem)

## 2. ONTSLUITINGEN

### 2.1. ONTSLUITING PIETER DE CONINCKLAAN-SINT ANDRIES

#### 2.1.1. PROBLEMATIEK

Ten westen van Brugge komt onder een grintvloer een heteroogeen kleilichaam voor met wisselende dikte, bestaande uit Tertiair materiaal. De vraag stelt zich of het gaat over door sollifluctie verplaatst Tertiair sediment dan wel over een Tertiaire laag in situ. Dergelijke kleilaag wordt overigens in de meeste ontsluitingen in het testgebied waargenomen.

#### 2.1.2. BESCHRIJVING VAN DE LITHOLOGISCH HOMOGENE EENHEDEN

eenheid PDC/Z1 (---/3.15 m)

zeer fijn glauconietrijk zand. Er is een tabulaire macrostratificatie met microribbellaminatie en horizontale lamellen die afwisselend meer en minder glauconiet bevatten.

eenheid PDC/ZS2

Onregelmatige veldsteenbank (tot 5 cm dik) bestaande uit glauconiet- en glimmerhoudende zandsteen, met grofkorrelige glauconiet. De zandsteen bevat lensvormige insluitsels van enigszins verharde klei.

eenheid PDC/KZ3 (3.2/3.7 m)

alternerend dunne klei- en zandlaminae (1 cm dik) met zeer veel glauconiet, vandaar de grijsgroene kleur (5G4/2). Het kleigehalte neemt toe naar boven toe met een overgang van kleiig zand tot zandige klei. KZ3 wordt samen met ZS2 150 tot 160 cm dik in de ontsluiting.

eenheid PDC/K4 (3.7/4.3 m)

grijsgroene (5G5/2) klei tot zware leem met zandbijmenging geleidelijk overgaand in eenheid KZ3. De klei bevat plantaardige organische resten te wijten aan postsedimentaire doorworteling. K4 bevat zandsteenbrokken en is onderbroken door grillig vertakkende tussenlaagjes waarin roestig fijn zand voorkomt ( Fig. X.22. ).



De laag K4 vertoont geen inwendige sedimentaire structuren, behalve in de bovenste 10 cm met vermenging van zandig materiaal en wat grintmateriaal (gerolde zandsteentjes) waardoor chaotische structuren ontstonden.

eenheid PDC/G5 (4.3/4.5 m)

Grintvloer met vooral zandsteenbrokjes. Het bevat slechts sporadisch silexfragmenten

eenheid PDC/Z6 (4.5/5.1 m)

zeer fijn leemhoudend zand dat kalkloos is. Deze eenheid is gekenmerkt door een subhorizontale tabulaire laminatie met gemiddelde laminadikte van 2 cm. Fijne en iets minder fijne laminae wisselen elkaar af. Geïntercalleerd komt bovendien vezelvormige microstratificatie voor met een subhorizontaal karakter. Vanuit een iets humeuzer tussenlaag vertrekken smalle wigvormige structuren tot 30 cm in Z6 penetrerend. Daarnaast worden bioturbaties door planten aangetroffen.

eenheid PDC/Z7 (5.1/5.4 m)

fijn zand met verwaarloosbare fijne fractie. Het kalkloze zand is gedeeltelijk door postsedimentaire bodemvorming gehomogeniseerd. De overgang naar Z6 is geleidelijk. Een roestig niveau met kokervormige roestconcreties komt gemiddeld 0.5 m onder het maaiveld voor. Uit de bovenliggende laag dringen wortelgangen door.

eenheid PDC/Z8 (5.4/5.8 m)

Humeus gehomogeniseerd lemig zand. Onderaan is het scherp begrensd. Plaatselijk komen onderbrekingen voor met trogvormige sets, opgevuld met zandige humeuze klei en een venig niveau aan de basis. Van de oorspronkelijke bodemstructuur is niets meer bewaard.

### 2.1.3. AANVULLENDE WAARNEMINGSPUNTEN

Bij de uitbreiding van het industriegebied Waggelwater kwamen verschillende ondiepe ontsluitingen vrij waarin bleek dat de dunne Kwartaire laag met een basisgrintvloer rustte op enigszins herwerkt Tertiair materiaal dat verplaatst is door sollifluctie. Dit sollifluctiepakket bevat sporadisch grintelementen. De onderscheiden ontsluitingen worden gesitueerd op de kaart I.6. Uitvoerige beschrijvingen zijn beschikbaar op het laboratorium voor Fysische Aardrijkskunde.

Basisgegevens worden weergegeven op de tabel X.4.



## 2.2. DE ONTSLUITING EXPRESSWEG

### 2.2.1. PROBLEMATIEK

Deze studie is vooral belangrijk voor de studie van de Tertiaire afzettingen.

### 2.2.2. BESCHRIJVING VAN DE LITHOLOGISCH HOMOGENE EENHEDEN

#### eenheid E/Z1

donkergroen (5G5/2) glauconietrijk glimmerhoudend fijn zand. Z1 gaat bovenaan over in minder compact glauconietrijk zand onderbroken door een tabulaire opeenvolging met venige laminae in kleiige laagjes. Dit 15 cm breed niveau is lokaal opgenomen in een koepelvormige opstuwing waarin alle laminae parallel verbogen zijn.

Z1 is hoofdzakelijk tabulair gelamineerd met onderbrekingen die microribbels vertonen. De tabulaire sets komen voor in een planaire macrostratificatie met cosetgrenzen die tot 3 % hellen, meestal in noordelijke richting.

In het planair facies komen rechtlijnig verlopende bandjes voor die de primaire sedimentaire structuren onder verschillende hoeken doorsnijden. De primaire laminatie wordt door die 'vlakken' niet verstoord. Over de gehele dikte van de glauconietrijke laag worden microverstoringsen aangetroffen met kleine instulpingen ( Fig. X.23. ).

#### eenheid E/KZ2

Middelmatig fijn tot fijn glauconietrijk zand onderbroken door laminae met gestapeld veengruis en zelfs kleilaminae. Dit facies komt voor in dunne laagjes geïntercalleerd in eenheid Z1. Tussen 0 en -0.3 m O.P. en tussen 2.3 en 1.3 m O.P. worden vervolgbare niveau's aangetroffen. In de omgeving van deze laagjes komen uitzonderlijk grote glimmers voor. Het voorkomen van venige en kleiige laminae wordt door de erosievlakken aan de basis van de tabulaire en planaire sets lateraal begrensd.

#### eenheid E/ZS3

zandsteenbanken. Een onderste zandsteenbankzone bestaat uit verspreid voorkomende zandsteenstructuren, 'pilaren' van 1,5 m hoog die gebroken zijn langs subhorizontale laagvlakken. De zandsteen is vergelijkbaar met kwartsiet. Daarnaast komen platte zandstenen voor aan de basis van de ravinatie door de kleiige eenheid K4. De eenheid Z1 bevat tussenlagen met verhard zand, waar beginnende verkiezeling is opgetreden.

#### eenheid E/K4

Tabulair gelaagde afwisseling van kleiig zand, klei en fijn zand, weinig gecompacteerd. Deze eenheid rust erosief op eenheid Z1. K4 bevat beduidend minder glauconiet dan eenheid Z1.



De kleur is grijsgroen tot bleekgroen (5G5/2 ; 5G7/2). Het zand is iets grover aan de basis waar grote zandsteenfragmenten voorkomen. Boonvormige bruine en zwarte niet gecacholoniseerde silexen komen voor. Parallel met de semirechthoekige gelaagdheid komen zandsteenplaketten voor tussen afwisselend kleiige en zandige sets. De kleilaminae kunnen 5 cm breed worden, soms zijn ze humeus, meestal grijs en glauconietloos.

De laminae hellen naar het noorden (tot 5 %). Ze verlopen parallel aan het basiserosievlak. In de ontsluiting komt Z4 slechts voor in het uiterste noordwestelijk deel ten noorden van de zandsteenpilaren. De eenheid wordt er 2 m dik.

#### eenheid E/K5

zandhoudende homogene klei waarin de basis parallel verloopt met de gelaagdheid in K4. Onregelmatige zandige lenzen komen voor met verspreide zandsteenfragmenten. Deze laag komt verspreid voor meer zuidelijk in de ontsluiting waar het als een heterogene donkergroene (5G5/2) klei tussen de zandsteenfragmenten ligt. De maximale dikte van de eenheid bedraagt 1 m.

#### eenheid E/Z6

Waar K5 ontbreekt komt homogeen verdeeld donkergroen fijn zand voor in de ondiepe trogvormige sets. Op bepaalde plaatsen is de overgang naar het onderliggende Z1 minder scherp en komt ook iets grover glauconiethoudend zand voor.

#### eenheid E/G7 (\*)

Grintniveau bestaande uit enigszins afgeronde platte zandstenen die tot 20 cm lang kunnen worden doch meestal kleiner zijn dan 5 cm. Daarnaast komen gecacholoniseerde silexen voor. Soms is de eenheid niet beperkt tot een grintvloer en bestaat ze uit een 40 cm brede laag met grinthoudend fijn zand.

Deze eenheid doorsnijdt alle onderliggende lagen en topt ook de verstoringen af die in Z1 ontwikkeld zijn. Soms komt een opgesplitst niveau voor met tussenin het facies LZ8. De grintlaagjes maken deel uit van zeer platte (10 cm), zeer brede (tientallen m) trogvormige sets. Waar het grintniveau opgesplitst is, bestaat enkel het onderste niveau uit zeer grof materiaal.

#### eenheid E/LZ8

leemhoudend zand met pseudotabulaire vertandende microstratificatie en lokale grintniveau's. LZ8 is postsedimentair verstoord, door bioturbaties uit het bovenliggende veen enerzijds, door cryoturbaties (chaotische verstoringen van enkele laminae) anderzijds. Aan de basis van de eenheid, juist boven het grintniveau komt discontinu een humeus zandig laagje voor.

#### eenheid E/K9

humeuze tot venige donkerbruine klei, subhorizontaal tabulair gelamineerd met zandige tussenlaagjes.

(\*) eenheden G7, LZ8, K9 en Z10 worden ook beschreven in MOSTAERT (1980)



Lateraal vertandt deze klei met humeuze lemige tot zandige laminae. Deze zijn dikwijls opgenomen in kleine verstoringen.

eenheid E/Z10

fijn tot middelmatig zand dat meestal zeer goed gesorteerd is met iets grover subhorizontale lamellen onderaan.

Op figuur X.24/25 wordt de verticale kolom weergegeven uit een ontsluiting die zich 200 m zuidwaarts van de besproken ontsluiting bevond (MOSTAERT 1980).

Daar rust een humeus lemig niveau rechtstreeks op het basisgrint van het Kwartair. De turbaties in het bovenste deel van het glauconietrijk fijn Tertiair zand zijn er opvallend naast het feit dat de kleiige toplaag van het Tertiair substraat ontbreekt.

### 2.2.3. LITHOSTRATIGRAFISCHE INTERPRETATIE VAN DE TERTIAIRE EENHEDEN.

De ontsluitingen Pieter de Conincklaan en Expressweg (\*) liggen in een zone waar de Tertiaire sedimenten minder dan 2 m onder het maaiveld voorkomen. De bovenste Tertiaire sedimenten zijn dan ook dikwijls enigszins geoxideerd. De correlatie tussen de eenheden in de ontsluitingen en de algemene stratigrafische indeling wordt onderstaand weergegeven.

<u>PDC</u>	<u>E</u>	<u>algemeen</u>
	K5	L4b
K4	K4	L4a
ZS2	ZS3	L3f
KZ3		L3e
Z1	Z1	L3d
	Z2	L3d

De zandsteenbank sluit aan bij het discontinu zandsteencomplex dat tussen de zandlaag L3d en de kleilaag L4 vrij algemeen voorkomt. De overgang van het Lid van Vlierzele (L3) naar het Lid van Beernem verloopt in beide ontsluitingen geleidelijk in tegenstelling tot de ontsluiting van het Algemeen Ziekenhuis (MOSTAERT, 1980) waar een erosief contact werd geconstateerd.

(\*) Zie Kaart I.6.



## 2.3. DE ONTSLUITINGEN TE SINT ANDRIES

### 2.3.1. PROBLEMATIEK

Een aantal ontsluitingen op de rug van Sint Andries lieten een vrij gelijkaardige Kwartaire sequentie bestuderen als deze uit de vorige ontsluitingen. We beperken ons dan ook tot de behandeling van de specifieke afwijkende kenmerken van de series. Ontsluiting Sint Andries I werd reeds eerder bestudeerd (MOSTAERT, 1980)

### 2.3.2. ONTSLUITING SINT ANDRIES 1

Het Tertiair substraat bestaat uit een glauconiethoudend middelmatig zand met kleitussenlagen en grove elementen. In het zuidelijk deel van de ontsluiting die op de kamlijn van de rug van Sint Andries ligt, dagzoomt een silexhoudende leem met een discontinue venige laag aan de basis die door massabewegingen gefragmenteerd is. Lokaal komt een grof basisfacies voor ( Fig. X.26. ) De eenheid die hier het Kwartair vertegenwoordigt, verschilt van het litotype van de afzetting van Varsenare (eenheid K) door het feit dat een grove basislaag voorkomt, door de samenstelling van de klei en door de aanwezigheid van veenresten. Wel komt deze eenheid in een analoge stratigrafische positie voor als de eenheid K ten opzichte van DK. Lateraal gaat dit kleicomplex over in het eolisch en niveo-eolisch zand (eenheid DK) dat zelfs rechtstreeks op de zandsteenbank kan voorkomen met een tussenliggende grintvloer.

### 2.3.3. ONTSLUITING SINT ANDRIES 2

Deze ontsluiting bevindt zich in de ondiepe oost-westgeoriënteerde depressie waarin de Boterbeek ligt gesitueerd. Ten zuiden van de ontsluiting komt een continentaal duinengebied voor (enkele hectaren) met stuifzanden die werden herwerkt uit de onderliggende eolische zanden.

Het Tertiair substraat bestaat ook hier uit zanden van de eenheid L3d (het Lid van Vlierzele) en er komt ook nog



een restant voor van het Lid van Beernem, een kleilaag die in het Kwartair verplaatst werd.

Op het Tertiair substraat werd een chaotisch verstoorde heterogene laag aangetroffen met silex, veldsteenfragmenten, grof zand, humeuze laminae. De top van die eenheid is geërodeerd en de laag wordt niet dikker dan 70 cm. Deze laag is postgenetisch, na de erosiefase met vorming van een grintvloer door vorstwiggen en vorstscheuren beïnvloed.

Op de grintvloer ligt het niveo-eolisch en eolisch zand dat ook in Ontsluiting Sint Andries 1 werd aangetroffen.

Hier is het opvallend leemhoudend, pseudotabulair gelaagd en bevat het aan de basis een discontinue kleilig humeuze zandlamel.

### 3. BOORPROFIEL E

Het boorprofiel E illustreert het parallel verloop tussen de basis van het Kwartair en de actuele topografie. Er komt een weinig uitgesproken geulensysteem tot uiting met een schijnbaar verloop parallel aan de hellingslijnen van de rug van Sint Andries. Deze geulstructuren aan de basis van de Kwartaire sequenties bevat soms venige lagen.

### 4. DE KWARTAIRE SEQUENTIES IN HET TESTGEBIED.

Het Tertiair substraat komt voor onder een Kwartair dek van gemiddeld 2 m dikte op een helling die zich tussen +5 en 20 m uitstrekt. De kwartaire sequenties in het gebied hebben volgende algemene kenmerken gemeen:

1. Er rust een sollifluctiepakket, bestaande uit herwerkte Tertiaire klei op de Tertiaire zandlagen.

Verstoringen van cryogene aard dringen zelden door tot in het zandsubstraat.

2. De aanwezigheid van al dan niet verplaatste zandsteenniveau's aan de basis van het verstoorde pakket wordt vrij frequent geconstateerd.

3. Er komt een erosievlak voor dat het verplaatst Tertiair erodeerde met daarbij sporen van vorstverschijnselen tot in de onderliggende verstoorde laag doordringend.



4. Belangrijke vorstverschijnselen ontbreken in de fijne zanden die op het voornoemd erosieoppervlak rusten. Deze zanden worden grover naar boven toe.
5. Boven het grintniveau komt een discontinu humeus niveau voor en dit op verschillende hoogtes tussen +17 en + 3.5 m.
6. De dagzomende Kwartaire zandige sedimenten hebben diverse fasen van podzolisatie doorgemaakt.
7. Er is een toenemende complexiteit van de bouw van het Kwartair des te lager die voorkomen.

De stratigrafische interpretatie van de Kwartaire basislagen stelt problemen. De discontinue geturbeerde kleilaag en het bovenliggende residueel sediment zijn in elk geval ouder dan de eenheid DK. Ze kunnen dus ten vroegste uit het Weichsel Pleniglaciaal stammen.

In koude fasen, met de ontwikkeling van een al dan niet continue permafrost kan het kleicomplex bij opname in de opdooilaag verplaatst worden waarbij de oorspronkelijke structuren verstoord werden. Dit gebeurde op een geringe noordelijke helling waarbij het onderliggende zandcomplex als ijszandsteen kon ontwikkelen (DE MOOR, 1963). De verplaatsing gebeurde langs een potentieel glijvlak namelijk de zandsteenbank aan de basis of de eventuele permafrosttop (ijszandsteen). Zowel de chaotische verstoringen als de erop volgende erosiefase kunnen worden toegeschreven aan de speciale condities in koude periodes. In de Weichseliaan sequenties van de paleo-Waardammethalweg werden analoge sequenties aangetroffen die dan oudere Weichseliaan afzettingen bedekten. Op basis van deze vaststelling kunnen we de sequentie op de rug van Sint Andries evenwel niet zomaar correleren met de Weichseliaan sequentie. Wat er gedurende het Eemiaan interglaciaal gebeurd is of vroeger kon hier immers niet worden achterhaald.

Voor pollenanalyse komt het verstoorde kleilichaam niet in aanmerking vermits het louter de Tertiaire herwerking zal illustreren.



De cryoturbaties kunnen zowel gedurende de Saale-ijstijd als gedurende het Weichseliaan tot stand zijn gekomen. Dit is geldig voor de beide onderscheiden cryoturbatiefasen, deze vóór de algeme erosiefase en die na de vorming van het grintniveau. In feite lieten de belangrijkste erosiefasen van het Kwartair opvallend weinig sporen na in het studiegebied onder de vorm van residuele sedimenten, puinwaaiers ...

De verplaatsing van Tertiair materiaal is opgetreden nadat vooraf reeds grint was aangevoerd. Na de herwerkingsfase van het Tertiair materiaal is eerst nog meer silex aangevoerd gevolgd door een algemene denudatiefase waarbij de eerste vorstverschijnselen werden afgetopt. Er is een opvallende verandering van de samenstelling van het grint op het gevormde erosievlak. In de hoogste zones komen de grofste silexen voor. Het is herwerkt uit oude terrasresten op de hoogste zone van de rug van Sint Andries. Lager op de helling van de rug is het grint opvallend fijner, zowel wat betreft de silexen als de zandstenen. De invloed van het Tertiair substraat op de grintsamenstelling hangt in hoge mate af van de aanwezigheid van zandsteen in de ondergrond. In vergelijking met het niveau FL2 aangetroffen in het valleiensysteem van Brugge is het hier voorkomende grintniveau grover.

De dagzomende sedimenten behoren tot de eenheid DK die hier in vergelijking met het gebied ter hoogte van Assebroek opvallend geringere diktes inneemt. Op de hoogste delen van de rug van Sint Andries is de hoeveelheid eolisch sediment beperkt door de hoogteligging. De hoogste ruggen in het dekzandlandschap bereikt in Assebroek en in het westelijk deel van Brugge 9 à 10 m. De dikste eolische pakketten op de rug van Sint Andries komen op vergelijkbare hoogtes voor (de rug van de Gistelsteenweg). In Assebroek kon het aangevoerde materiaal herwerkt worden uit het fluvioperiglaciair opvullingsvlak terwijl op de rug van Sint Andries, gezien de met klei overdekte sedimenten aanvoer over grotere afstand nodig was.

In het testgebied beperkte de Holocene activiteit zich tot de ontwikkeling van een bodemprofiel.



## C. TESTGEBIED: DE BRUGSE POLDERRAND

### 1. INLEIDING EN PROBLEMATIEK

Vooraf in de periode 1979-1980 zijn talrijke ontsluitingen vrijgekomen in het landwaarts randgebied van de Kustvlakte ten noorden van Brugge. Veel van die ontsluitingen werden reeds vroeger beschreven (MOSTAERT, 1980). De resultaten van die studie werden hier verwerkt, aangevuld en verbeterd en ingepast in het eerder weergegeven lithostratigrafisch model. Enkele aanvullende ontsluitingen worden hier behandeld. De meeste gegevens worden hier in synthetische profielen samengevat ( Fig. X.29. ).

De Kwartaire sequenties in de Polderrand verminderen naar het zuiden toe in dikte tegen het snel oprijzend Tertiair substraat. De Eemiaan-mariene afzettingen wiggen tegen dit substraat uit, meestal was de Weichseliaan insnijding in dit gebied beperkt in diepte. De Weichseliaan sequenties zijn gekenmerkt door een algemeen vervolgbaar grintvloertje op het peil 0 m en algemeen komt op dit residueel sediment leemhoudend tabulair gelamineerd niveo-eolisch sediment voor. In dit testgebied ontbreken diep ingesneden Holocene getijdegeulsystemen. De Holocene mariene sedimenten wiggen tegen het zuidwaarts oprijzend Pleistoceen substraat uit.

### 2. ONTSLUITINGEN

#### 2.1. DE ONTSLUITING GAZEL

##### 2.1.1 PROBLEEMSTELLING

De hier besproken ontsluitingen situeren zich in de zone waar het Reie-Waardamme rivierstelsel in de kustvlakte uitmondt.

##### 2.1.2. DEELONTSLUITINGEN LANGE REIE

In het noordelijk deel van Brugge kwamen verschillende ondiepe ontsluitingen vrij. Overal werd onder een vergravingslaag met wisselende dikte, een fijn kalkloos zand aangetroffen.



Het bevat roestkleurige tussenlaagjes en meestal is het sub-horizontaal gelamineerd. Deze zanden behoren tot de eenheid NE. Alle sporen van mariene of fluviatiele Holocene afzettingen ontbreken. Zelfs langs de Lange Reie ter hoogte van de Gistfabriek komt het Pleistoceen substraat vrij hoog voor. (+4.5 m)

Op die plaats verloopt de Lange Reie wellicht niet in zijn natuurlijke bedding. De oorspronkelijke loop zou zich enkele honderden meter westwaarts bevinden ter hoogte van de Wulpenstraat (KOCH, 1962)

De Holocene mariene impact op het noordelijk deel van Brugge die door menig auteur wordt gesuggereerd (KOCH, 1962 ; COORNAERT, 1973) kon hier ondanks de grote dichtheid van de gegevens niet worden aangetoond. Hoogstens kunnen hoogwadafzettingen in de vergravingslaag zijn opgenomen.

Ten oosten van de Lange Reie situeert zich het hoger gelegen Stuyvenberghe (let op het toponiem), een hoger gelegen Pleistocene opduiking waarop wellicht nog Holocene eolische activiteit heeft plaatsgegrepen.

### 2.1.3. DEELONTSLUITING ZUIDERVAART WEST

Een schematische verticale kolom wordt op figuur X.27. weergegeven.

eenheid G/Z1 (--/1.4 m)

zeer fijn grijs (10YR6/1) zand waarin zelden kalkfragmentjes en kleine silexpartikels voorkomen. Z1 is tabulair gelaagd met een microlaminatie veroorzaakt door granulometrische wisselingen. Secundaire sedimentaire structuren ontbreken, behalve als die uit de bovenliggende lagen tot in de eenheid doordringen. De bovenste zone is gehomogeniseerd.

eenheid G/L2 (1.4/2.2 m)

grijs (10YR5/1) leemniveau dat oorspronkelijk opgebouwd was uit een afwisseling van leemlaagjes en humeus zand. Deze leemlaag is secundair verstoord met chaotische structuren in een zone die maximaal 25 cm dik is. Noch ondergrens, noch bovengrens hebben een regelmatig verloop.

eenheid G/G3

grinthoudend fijn zand met onregelmatige basisgrens en subhorizontale erosieve bovengrens. Deze bovengrens vormt een grintvloertje. Overigens komt het grint verspreid of in slierten



voor. Vanuit het grintrijke topniveau vertrekken kleine vorstwiggen met bovenaan een maximale breedte van 10 cm. Deze zijn in het leemcomplex doorgedrongen nadat deze door vorstwerking was verstoord.

eenheid G/Z4

fijn, roestig tot bleekgeel (5Y7/3) goed gesorteerd zand. Slechts in de onderste 35 cm komt de subhorizontale tabulaire laminatie tot uiting. Bovenaan is het sediment homogeen verdeeld met verspreide roestconcreties en rechtopstaande wortelresten. De bovengrens is erosief. De traditionele podzolontwikkeling ontbreekt. Humeuze insijpelingsniveau's komen wel voor.

eenheid G/K5a (2.95/3.05 m)

humeuze zandhoudende klei erosief rustend op Z4. De maximale dikte bedraagt 8 cm. Bovenaan gaat dit humeus niveau geleidelijk over in de bovenliggende eenheid zonder granulometrische veranderingen.

eenheid G/K5b (3.05/3.80 m)

grijze (N5) compacte, homogeen verdeelde klei die over zijn gehele dikte doorworteld is.

#### 2.1.4. DEELONTSLUITING ZUIDERVAART OOST

In oostelijke richting verdwijnt het chaotisch geturbeerd leemniveau (L2). Het grintvloertje (G3) is wel vervolgbaar. Een groot aantal kleine afgetopte vorstwigjes komen op regelmatige afstand voor onder dit grintniveau. Meestal is het zand onder G3 zeer sterk gecompacteerd. Ter hoogte van de meest oostelijke waarnemingspunten verdwijnt het grintniveau.

#### 2.1.5. INTERPRETATIE

De eenheid Z1 is een niveo-eolisch sediment correleerbaar met het bovenste deel van de Weichseliaan eenheid FZ. De leem is afgezet in een zeer lokale plas. De turbaties zijn beperkt tot die lemige laag. Een kleiige, meer thermocapacitieve laag veroorzaakte een vertraging bij het invriezen. Trager invriezen- de zones kwamen onder hydrostatische druk te staan waardoor ze vervormd konden worden. Het grintniveau behoort tot eenheid FL2. Hier ontbreken de grote fossiele ijswiggen die in de Polderrandzone nochthans vrij frequent voorkomen onder de grintlaag FL2. De bovenste zandige Weichseliaan eenheden zijn van eolische aard.



Vooraleer Holocene mariene invloed zich liet gelden heeft zich op die zandlagen begroeiing voorgedaan waarbij de zanden gebio-turbeerd werden.

De ontsluitingen liggen landschappelijk in de Polders. De basislaag van de hoogwadsedimenten van de bovenste klastische eenheid vertoont hier een humeuze basislaag die ontstaan is door kleisedimentatie van mariene aard. Het komt overeen met de initiële 'lagunaire fase' vóór de eigenlijke wadomstandigheden tot stand kwamen. Het humeus niveau ligt bovendien boven het hoogst waargenomen peil van de algemene organische eenheid.

## 2.2. ONTSLUITING POLDERHOEK-DAMSE VAART-KOOLKERKE

### 2.2.1. PROBLEMATIEK

Een twee tot drie meter diepe rioolsleuf met een noord-zuid verloop (Kaart I.6) liet toe de randfacies van de Holocene mariene sedimenten te bestuderen, het uitwiggend 'oppervlakteveen' waar te nemen, en het bovenste deel van de Weichseliaan sequentie op te nemen. Dit profiel werd aangevuld met enkele boringen, voorgesteld op de figuur X.28.

We onthouden ons hier van een gedetailleerde beschrijving en beperken ons tot een overzicht van de waarnemingen, waarbij we gebruik maken van de algemene lithostratigrafische terminologie zoals die in hoofdstuk II werd voorgesteld.

### 2.2.2. INVENTARISATIE VAN DE EENHEDEN

In het uiterste zuiden komt het Tertiair substraat op minder dan 3 m onder het maaiveld voor. Het bestaat er uit de Cardita sp. rijke lagen (eenheid L5). Ter hoogte van de Damse vaart is de dikte van het Kwartair reeds 8 m. Op die plaats komen ook reeds mariene Eemiaan eenheden in de ondergrond voor. De Pre-Weichseliaan afzettingen komen echter niet in ontsluiting voor ( Fig. X.28. ).

Het grootste deel van de Weichseliaan sequentie bestaat uit de eenheid LC, een complex lemig en zandig sedimentpakket.



Het leemcomplex is in het zuidelijk deel van de ontsluiting van het onderliggend Tertiair substraat gescheiden door een basisgrint, dat lokaal bedekt wordt door een dun humeus niveau. Vooral het bovenste deel van het complex is postsedimentair verstoord. Het leemcomplex wordt meestal zandiger naar boven toe (eenheid FZ). Deze zandige lagen worden bedekt door eenheid FL2. Fossiele ijswiggen werden ter hoogte van dit grintniveau niet aangetroffen. Sporen van andere cryoturbaties zijn overigens ook zeldzaam.

De eenheid NE die het grint (op peil +0.5 à +1.5 m) bedekt is gekenmerkt door sterk wisselende facies. Aan de basis troffen we kruisgelaagde sets aan met steil hellende foresets, net zoals we in ontsluitingen te Sint Pieters konden waarnemen ( Fig. X.29. ). Deze sedimentaire structuren wijzen op sedimentaanvoer uit het noorden. Overigens is het zeer fijn zand gekenmerkt door een samengestelde gelaagdheid van subhorizontale tabulaire en planaire sets. Het sediment is fijn gelamineerd. De grensvlakken tussen de sets zijn diastemen die het gevolg zijn van veranderingen van de wijze van transport en de intensiteit ervan. Post- of synsedimentaire verstoringen werden niet aangetroffen. De bovenste zone van de eenheid is meestal gehomogeniseerd. Lokaal is NE onderbroken door lemige niveau's ( Fig. X.28a. ) en vegetatiehorizonten.

De Holocene sequentie bestaat onderaan uit een veenlaag met discontinu verloop ten gevolge van latere erosie langs getijdegeulen of door het uitwijken tegen het Pleistoceen substraat. Het veen is meestal een zwarte structuurloze massa die nu eens zandig dan weer kleiig is. Ten zuiden van de Damse Vaart komen talrijke ondiep ingesneden en later opgevulde kreken voor met de typische kreeksequenties (hoofdstuk III., Typische Wadsequenties). Buiten de invloed van de kreken komt een ononderbroken kleilaag voor, de resten van een slikken en schorregebied, dat zich op het veen heeft geïnstalleerd.

Ter hoogte van de Damse vaart is er een dieper ingesneden geul aangetroffen waarin de typische getijdegelaagdheid tot op het peil 0 m reikt. Mogelijks is dit een restant van de kreek die Brugge met Damme verbond en die instond voor de ontwatering van de Reie.



In het uiterste noorden van de ontsluiting, in de omgeving van Koolkerke werd er een Pleistocene donk aangetroffen die uitstak in het veenlandschap doch langs zijn noordelijke rand aangesneden is door een belangrijke getijdegeul ( de geul Blankenberge-Brugge). Deze donk werd enkel door hoogwadafzettingen van de bovenste klastische eenheid bedekt. De Pleistocene opduiking kan aansluiten bij de paleorug van Meetkerke aansluitend op de donk van Kasteel ten Berghe. Deze oorspronkelijke rug werd later door getijdegeulen verbrokkeld.

### 3. PROFIELEN

#### 3.1. ONTSLUITINGEN TE SINT PIETERS.

De meest representatieve sedimentsequenties van enkele ontsluitingen te Sint Pieters worden gecommentarieerd. De ontsluitingen, waarvan de meeste reeds beschreven werden (MOSTAERT, 1980), zijn op kaart I.6. terug te vinden (\*).

##### 3.1.1. DE TERTIAIRE EENHEDEN ;

Ten noorden van het kanaal Oostende Brugge bestaan de hoogst voorkomende Tertiaire eenheden uit klei tot zandige klei van de eenheid L4.

Enkel in Ontsluiting Algemeen Ziekenhuis ( Fig. X.29a. ) konden de onderliggende glauconiethoudende zanden met kwartsietachtige veldsteenbanken worden waargenomen. Deze fijne tot middelmatige zanden behoren tot de Tertiaire eenheden L3d en L3e.

De helling van het basisoppervlak van de klei L4 verloopt steiler of hoogstens even steil in noordelijke richting als het eveneens naar het noorden duikende erosieoppervlak aan de basis van het Kwartair. Dit erosieoppervlak begrenst de eenheid L4 bovenaan.

De kleiige laag L4 bevat enkel in het zuidelijke deel van het profiel verspreide silex , plantenresten, gerolde zandsteen en verweerde Tertiaire schelpresten. Dit facies komt bovendien



aan de basis van de eenheid voor. Meer noordelijk heeft de klei een meer homogener facies en bevat ze bovenaan een grijsgroene kleur (5G4/2).

### 3.1.2. DE PRE-EEMIAAN AFZETTINGEN.

De basis van het Kwartair ligt ter hoogte van het kanaal Brugge-Oostende op +1.5 m O.P. terwijl die ten noorden van de Oostende Steenweg reeds lager ligt dan - 3 m en in het uiterste noorden van het Profiel, ter hoogte van het industrieterrein Blauwe Toren op -10 m voorkomt.

Ter hoogte van de Molenstraat, bij de uitgraving van het recreatiemeer werden afzettingen gesignaleerd die eventueel tot het Saale-glaciaal terug te brengen zijn (PAEPE et al., 1972). Gedurende het Eemiaan is er een bodem in die pre-mariene sedimenten ontwikkeld en komt zeer lokaal veen voor (eenheid P) (mond. meded. G. DE MOOR, PAEPE et.al., 1972 ). Boorgegevens in de onmiddellijke omgeving toonden het zeer lokale karakter van deze fenomenen aan.

### 3.1.3. DE MARIENE EEMIAAN AFZETTINGEN

Tussen de peilen -4 m en - 1 m werden wadafzettingen aangetroffen behorend tot de eenheden Z3 en K3 en dit ten noorden van de Oostende steenweg, op de plaatsen waar het Tertiair substraat vooraf voldoende was ingesneden. Ten noordoosten van de Blankenbergse Dijk ontbreken die kleiige facies eveneens. Deze mariene sedimenten rusten hier overal op oudere Kwartaire lagen.

In de eenheden Z3 en K3 geven de getijdegelaagdheid, de homogene kleilagen, de zones met Hydrobia-concentraties, de aanwezigheid van Scrobicularia plana in levenspositie aanwijzingen over het ontstaan als slikke- en in kreeksystemen. Meestal omvat een typesequentie volgende subeenheden: Tussen - 4.0 en -3.5 m komt een dunne humeuze klei laag voor die aan de basis verspreide schelpkleppen bevat. Meestal wordt dit facies bedekt door een homogene klei tot zware klei die opvallend schelploos is aan de basis. Deze klei verlicht naar boven toe.



Getijdegelaagdheid komt meestal in longitudinaal kruisgelaagde sets voor geassocieerd aan opgevulde krekken. Ook in het bovenste deel van de kleilaag komt subhorizontale getijdegelaagdheid voor waar het facies geleidelijk zandiger wordt en waar talloze Hydrobidae werden aangetroffen. Dit is vooral in het noordelijk deel van de uitbreidingszone van K3 het geval.

De beschreven sequentie komt overeen met een inverse sequentie waarbij de facies die normaal op de hoogste niveau's worden afgezet hier onderaan worden aangetroffen. Verder naar het noordoosten komt dergelijke inverse sequentie niet zo duidelijk tot uiting ten gevolge van belangrijke inwendige erosie waardoor heel wat van de hoogwadafzettingen werden geërodeerd en vervangen door gemengd wad- en kreekopvullingsfacies.

Ter hoogte van de Blankenbergse dijk komen onder de zware klei-sequentie tussen - 3 en - 4 m ook nog zandige lagen voor (Z3). Nog verder noordoostwaarts ontbreken de hoogwadsequenties en we treffen er de zandige mariene eenheden Z4s, Z4c en Z3 aan. De overgang van de kleiige facies tot de zandige is door de latere diepe insnijding van Holocene getijdegeulen en (mede door de beperkte diepte van de ontsluiting) niet waar te nemen.

De hoogst voorkomende mariene Eemiaan sedimenten bestaan in het noordelijk deel van het profiel onder andere uit schelp-accumulaties die zelfs vrij continu konden worden waargenomen. Deze schelpaanrijkingshorizonten werden inhoudelijk in detail onderzocht (\*). Naast mollusken komen er ook silex, plantenfragmenten en kleikeien voor. De molluskensamenstelling weerspiegelt een combinatie van een open mariene en een wadfauna.

Het voorkomen aan de top van de mariene sequentie, bedekt door fluvioperiglaciaire Weichseliaan sedimenten sluit een herwerking en een aanrijking door post-interglaciale fluviatiele activiteit niet uit. De laterale vervolgbaarheid van de banken in een tot 500 m brede strook, met een oost-westverloop parallel aan de maximale uitbreiding van de hoogwadsequentie K3 geeft echter indicaties over het ontstaan als strandsediment, eventueel een stormwal (vergelijk de afzetting van Stalhille; DE MOOR & DE BREUCK, 1973). (Kaart II.8)

(\*) Zie hoofdstuk IX.3., Molluskensamenstelling en tabellen IX.4 tot IX.8.



Onder de schelpaccumulaties komt een fijn schelphoudend zand voor (Z4c, Z3). Naar onder toe neemt het schelpgehalte en de schelpdiversiteit gevoelig af. In de bovenste zone komt sporadisch een klei-zandafwisseling voor. De mollusken, met Macoma balthica, Donax vittatus en Cerastoderma edule kunnen hier het onderscheid tussen open mariene en wadomstandigheden niet aantonen. De topzone van de zandige mariene Eemiaan afzettingen, vooral waar de schelpaccumulaties ontbreken, en waar kleilaminae geïntercalleerd voorkomen, zijn lokaal door postsedimentaire cryoturbaties verstoord.

#### 3.1.4. DE WEICHSELIAAN AFZETTINGEN

Ten zuiden van de Oostende Steenweg rusten de Weichseliaan sedimenten rechtstreeks op het Tertiair substraat. De Weichseliaan afzettingen zijn gekenmerkt door belangrijke laterale en verticale veranderingen

##### 3.1.4.1. Ten zuiden van de Oostende Steenweg

Op een basisgrintvloer komt een naar het noorden toe steeds dikker en complexer wordende sedimentopeenvolging voor. Verschillende grintvloeren komen voor en grote vorstverschijnselen ontbreken (ijswiggen, ketelvormige inzakkingen...) ( Fig. X.29. ). Er bestaat langs het profiel wel een zekere granulometrische homogeniteit.

De onderste waargenomen eenheid is een basisgrint, dat op diverse hoogtes voorkomt, functie van de paleotopografie van het Tertiair substraat. Daarop komen fijne zanden voor, die gerekend worden tot de eenheid FZ. Deze zijn gekenmerkt door onderbrekingen van grintvloeren enerzijds, door een pseudotabulaire microstratificatie en de aanwezigheid van microribbels anderzijds ( Fig. X.29b en c ). De granulometrische samenstelling en de zware mineralensamenstelling van de eenheid FZ is niet te onderscheiden van die van de bovenliggende eenheid NE.

Deze twee eenheden worden van elkaar gescheiden door een grintvloer behorend tot eenheid FL2. Op het subhorizontaal erosievlak met aanrijking van silex, zandsteen en plantenresten



Op dit vlak liggen lokaal lemige laagjes die golfvormig zijn opgeplooid ( Fig. X.29b. ). Op andere plaatsen komen sets voor met schuine gelaagdheid, afgezet onder eolische omstandigheden, wijzend op de noordelijke aanvoer van sediment. ( Fig. X.29c. ) De eenheid NE bestaat echter hoofdzakelijk uit een subhorizontaal fijn gelamineerd zand waarin een bepaalde hoeveelheid fijne fractie mee gesedimenteerd is. Bovenaan is die eenheid gehomogeniseerd door latere bodemwerking. Een aantal lemiger laminae zijn dooreengewoeld en vormen de bovenste begrenzing van vorstscheuren.

#### 3.1.4.2. Ter hoogte van de Molenstraat

Het leem-zandcomplex onder het grintvloertje (FL2) bestaat uit plattrogvormige sets opgevuld met een heterogeen sediment, gaande van leem tot grinthoudend zand. Van onder naar boven neemt de korrelgrootte eerst af, om vervolgens weer toe te nemen. De onderste parallel trogvormige sets zijn gekarakteriseerd door alternerend lemige en zandige laminae. De middenste serie sets (eenheid LC) zijn veel minder diep (maximaal 30 cm tegenover 80 cm) en veel breder (meer dan 10 m tegenover 4 m). De laminae zijn er breder met afwisselend zandige en lemige lagen, waarbij de zandlagen aan de basis van de sets voorkwamen en uitzonderlijk zelfs grint bevatten. Het bovenste deel is meer zandig (eenheid FZ), het bevat humeuze tussenlagen. Deze zandige laag is intens door cryoturbaties aangetast.

Bovenaan komen verschillende gesuperponeerde, verstoorde niveau's voor. Druipstaarten en micro-inzakingsstructuren zijn vooral aantoonbaar waar lemige en humeuze tussenlaagjes voorkomen. Deze verstoorde niveau's zijn later door cryoturbaties van het type 'vorstwig' en 'vorstscheur' aangesneden. De humeuze en lemige tussenlaagjes vertonen onafhankelijk van elkaar inzakkingsverschijnselen die niet door inwendige erosieniveau's van elkaar gescheiden zijn, zodat ze niet noodzakelijk in verschillende fasen met opdooilaagwerking moeten ontstaan zijn. Deze verstoringen zijn bewaard gebleven door de aggradatie van de permafrosttafel en terzelfdertijd doorgaande sedimentatie.



Uit pollenanalyses uitgevoerd op stalen in de ontsluiting van het recreatiemeer (PAEPE et al., 1972) worden naast de Boven-Pleniglaciaal sequentie (\*) (30000-10000 BP) ook nog Midden- en zelfs Onder-Pleniglaciaal sequenties gemeld.

De fluvioperiglaciaire insnijdingsdiepte is relatief gering geweest ter hoogte van Sint Pieters. Ondanks de positie op belangrijke afstand van de fluviatiele hoofdas, hebben hier dus vóór de eolische fase (Laat-Pleniglaciaal, Tardiglaciaal) belangrijke fluvioperiglaciaire processen geheerst in een verwilderd lateraal zeer uitgestrekt stelsel, in een overstromingsvlakte.

Nog vóór de fluviatiele fase FL2 zijn niveo-eolische sedimenten afgezet (eenheid FZ). In het sediment op de grintvloer komen brede lateraal aansnijdende trogvormige sets voor wijzend op een meer fluviatieel karakter van de afzetting (Fig.X.29c) Boven het grintniveau komen de chaotisch geturbeerde humeuze niveau's van eenheid NE/V1 voor.

#### 3.1.4.3. Tussen de Blankenbergse Steenweg en de Spoorweg

Ter hoogte van de Blankenbergse Steenweg ontbreken de Weichseliaan afzettingen door de erosie van de Holocene getijdegeul. De Weichseliaan sequentie verschilt in het beschouwde deel van de ontsluiting sterk van de meer zuidelijk gesitueerde ontsluitingsgedeeltes. De eenheid NE is hier beduidend zandiger en uitgesproken subhorizontaal tabulair gelamineerd. De granulometrische verschillen tussen de samenstellende laminae zijn zeer gering, althans veel geringer dan meer zuidelijk. Bovenaan komt een beduidend grover facies voor dat homogeen verdeeld is. Het behoort tot de eenheid DK. Aan de basis van de eolische en niveo-eolische afzettingen komt een vervolgbare grintvloer voor van de eenheid FL2.

De onderliggende zanden zijn meestal leemloos en ze bevatten geen humeuze tussenlaagjes. Hier ontbreken ook druipstaarten, involuties en micro-inzakingsverschijnselen. Er worden wel grote fossiele ijswiggen aangetroffen met zeer gedifferentieerde vormen. Op de zeldzame plaatsen waar lemige lagen voorkomen worden wel opstuwingsverschijnselen en ketelvormige inzakkingen (\*) De terminologie volgens T. VAN DER HAMMEN et al. (1967, 1971).



vertoond. Waar de schelpenbank voorkomt, is de top van de Eemi-aan sequentie, waar die lemige intercallaties bevat, door opstuwingsverschijnselen aangetast, ontstaan bij het differentieel invriezen van een opdooilaag.

### 3.1.5. DE HOLOCENE SEDIMENTEN

In het Pleistoceen substraat heeft zich bodemvorming voorgedaan vóór de algemene veenvorming. Gezien de paleotopografie van het Pleistoceen substraat is de veenlaag niet voor het Subboreaal in de streek ontwikkeld op de Atlantische bodem. Boven het peil +2.2 m is slechts een humeuze Ap bewaard of hoogstens een vegetatiehorizont met een kleiige matrix, te associëren aan de bovenste klastische eenheid. Wel bereikt de top van het veen op bepaalde plaatsen het peil +2.5 m.

He veen bestaat vooral uit een houtveen (met zeer veel Betula-resten). In de randzone is het meestal amorf en enigszins veraard. De algemene organische eenheid is door later ontginning plaatselijk gereduceerd tot een restveen.

Ondanks het dominant kleiig karakter van de bovenste klastische eenheid zijn sterk wisselende facies tot uiting gekomen. Kreekuitbreiding in het ontstane wadgebied gebeurde onder andere door ondergraving van de tot 0.5 m dik wordende algemene organische eenheid. Op bepaalde plaatsen rust de hoogwadklei erosief op de veenlaag. Daar is ontvening bewerkstelligd vóór de afzetting van een nieuw wadpakket. Dit betekent meteen, gezien de positie van dergelijke profielen in het Oudland, dat de ontvening vóór de Duinkerke-II-fase is opgetreden dus in de Romeinse periode.

Lokaal is het veen onvolledig geërodeerd ter hoogte van zeer ondiepe krekken. In deze krekken, die werden opgevuld met kleiig zand, waren de levensomstandigheden voor Scrobicularia plana vrij gunstig. In de zware klei op de veenplaten komen meestal geen Bivalvia in levenspositie voor. De sequentie bestaat er nagenoeg volledig uit schorresedimenten. Opvallend is het ontbreken van tussenliggende vegetatiehorizonten. Meestal treedt er een ononderbroken kleisequentie op.



Enkel ter hoogte van de krekten komen lokaal humeuze tussenlaagjes voor. De stratigrafische betekenis van die niveau's is onduidelijk.

Sammer kunnen we in het ontsluitingsprofiel volgende kreekopvullingstypes onderscheiden:

- krekten die zeer breed zijn ( 100 m) ten opzichte van de diepte ( 4 m). De vertikale uitbreiding is beperkt door het erosieresistente Tertiair substraat. De krekten zijn er opgevuld met fijne zanden met bovenaan hoogwadmlei.
- weinig brede ( 10 m) tot 3 m diepe krekten waarin het veen is weggeslagen. Dergelijke krekten zijn meestal opgevuld met fijn zand dat veel veengruis bevat.
- zeer ondiepe kleine krekten waarbij het veen niet volledig geërodeerd werd. Meestal is de sequentie onderaan zandig en is de bovenliggende klei iets zandiger dan op de veenplaten. Deze zandige sedimenten zijn te associëren met de oeverwallen van de krekten. Dikwijls liggen aan de basis van dergelijke kreekopvullingen veengruisstapelingen.

Naast de krekten is het gebied op twee plaatsen door getijdegeulen aangesneden, namelijk de geul ter hoogte van de Blankenberge Steenweg en meer oostelijk ter hoogte van de spoorweg. Vooral deze eerste genoot onze bijzondere aandacht gezien de afwijkende sequentie. Klei is er tot grote diepte afgezet in restgeulen. Na het bereiken van de meest oostelijke uitbreiding is de opvulling onder rustige omstandigheden doorgegaan. Typische geulrandverschijnselen komen voor. Ze zijn wel opvallend zandiger dan in meer noordelijk ontsluitingen (ontsluiting Dudzele Noord; Testgebied Brugse Middelland)

Zandlaminae en veengruisaanrijkingzones wisselen elkaar af in de sets die parallel met de geulbasis verlopen. Langs die geulbasis liggen veenkeien opgestapeld. Op die venige geulrand- en geulbasissedimenten liggen zandige sets, die reeds tot grote hoogtes werden afgezet (+2 m) vooraleer de omstandigheden rustiger werden. In de restgeul kwam klei tot bezinking afgewisseld met zandige lagen. De relatieve dikte van de laminae is zo groot dat deze in verschillende getijdecycli moeten zijn afgezet.



De ondiepe geul geraakte door veranderingen in het geulpatroon veel minder geëxposeerd ten opzichte van getijdestromingen. In ondiepe kommen kon zelfs bij laag water stagnerend water voorkomen, waardoor kleisedimentatie kon doorgaan. Dergelijke kommen bestonden eveneens in de intertidale zone. Periodes met meer energierijke omstandigheden wisselden af met zeer kalme fasen. Uiteindelijk raakten de restkreken opgevuld met zware klei. Op andere plaatsen werd een getijdegelaagd zand-kleipakket afgezet tussen +2.5 en 3.5 m.

De opgevulde geul van de Blankenberge Steenweg werd later gedeeltelijk opgeruimd door een meer westwaarts ontwikkelde getijdegeul ter hoogte van de spoorweg.

### 3.2. DE BOORPROFIELEN A EN B

Beide profielen hebben een noord-zuid verloop en illustreeren de zienswijze wat betreft de typische Eemiaan sequenties. Deze boorprofielen dienen als illustratie bij de algemene lithostratigrafische indeling. Enkele specifieke verschijnselen moeten hier nader worden toegelicht.

#### 3.2.1. DE PRE-EEMIAAN TOPOGRAFIE

Dit oppervlak dat grotendeels gemodelleerd werd bij de landwaartse migratie van de kustbarrieres (Z4 en Z2). Op het peil -8 m komen echter nog hoogwadafzettingen uit het Eemiaan voor, wat betekent dat vooraleer de erosie, voorafgaand aan de afzetting van de eenheid Z2 optrad, er reeds een insnijding bestond tot op het peil - 8 m. De sedimentatie gebeurde eventueel in een zijtak van de vallei Brugge-Oedelem waarin eveneens bij lage zeespiegelstanden hoogwadafzettingen ontwikkelden.

#### 3.2.2. ZANDIGE MARIENE EEMIAAN LAGEN

Over het algemeen zijn de Eemiaan zanden in de boorprofielen A,B grover dan naar het oosten toe en bevatten ze meer schelpkleppen. De overgang van de Holocene getijdegeulopvullingen met de open mariene Eemiaan afzettingen is niet overal even duidelijk,



vooral wanneer schelpaccumulaties aan de basis van de geulen ontbreken.

Tussen -3 en -6m O.P. werd een middelmatig zeer goed gesorteerd zand aangetroffen, dat praktisch geen schelpen bevat. Het werd voorlopig tot het Holoceen gerekend (GGA). Evenwel is het niet uitgesloten dat hier Eemiaan duinen bewaard bleven, rustend op strandafzettingen.

### 3.2.3. HOLOCENE GETIJDEGEULOPVULLINGEN

Er worden vier facies onderscheiden :

#### 1. het geulbasisfacies

Schelprijke middelmatige zanden met silex

#### 2. de getijdegeulopvullingen (GGA)

Opvallend schelparme goed gesorteerde middelmatig tot middelmatig fijne zanden

#### 3. de zandwadafzettingen (GGB)

Fijne zanden met verspreide schelpkleppen en veengruis

#### 4. de klei-zand alternaties

Enerzijds opgebouwd uit typische getijdegelaagdheid, anderzijds uit dikker leem-klei en zandlaminae.

Dit facies is vrij algemeen waar op de Bodemkaart van België de series C1 en C2 worden aangegeven op het noordoostelijk deel van het kaartblad Brugge.



## D. TESTGEBIED: DE POLDERS TE DAMME

### 1. INLEIDING EN SITUERING

In het testgebied Damme wordt voornamelijk aan de hand van boringen en morfografische beschouwingen een bijdrage geleverd tot de kennis van vooral de landwaartse uitbreiding van de Zwingel(\*).

Van uit geologisch - geomorfologisch standpunt wordt een reconstructie voorgesteld en in de mate van het mogelijke worden de resultaten gecorreleerd met de Historisch-geografische, archeologische, historische en bodemkaart gegevens (VERHULST, 1959; AMERYCKX, 1953 ; TAVERNIER et al., 1970; TERMOTE, 1985; HILLEWAERT, 1984, en mond. meded. J. TERMOTE en B. HILLEWAERT)

De loop van de Zwingel wordt gereconstrueerd ter hoogte van Damme-centrum en de kenmerken van de sedimenten worden nagegaan. Er wordt onderzocht of er natuurlijke opgevulde kreek-systemen bestaan, die het Zwin van Damme met de Reie te Brugge verbinden. Situering van de gebruikte straatnamen, de lokalisatie van de boringen en van het archeologisch opgravingsgebied worden op de figuren X.30. en X.31. weergegeven.

Testgebied Damme strekt zich uit in de randzone van de kustvlakte in een gebied met hoogvoorkomend Pleistoceen substraat, uitwiggend oppervlakteveen (algemene organische eenheid - basislaag) en ondiepe geulinsnijdingen. Het ligt grotendeels in de zone waar de mariene invloed nog tastbaar was gedurende de laatste 1000 jaar ( Nieuwland, Duinkerke-III-fase) en waar de menselijke invloed belangrijk was door de bouw van dijken, dammen, kanalen, drainagenetwerken... . Ten noordwesten van Damme komt nog een gebied voor dat tot het Oudland wordt gerekend ( Bodemkaart - AMERYCKX, 1958 ). Het is gescheiden van het Nieuwland door de Romboutswerveader een dijk behorend tot de zeeweringsdijk van Uitkerke over Damme tot Moerkerke. Deze dijk is gebouwd in de 11e eeuw (1070) (VERHULST, 1959; AMERYCKX, 1953; TERMOTE, 1985; e.a.)

(\*) In deze studie gebruiken we de term "het Zwin" voor het geulen- en krenksysteem, dat tussen Knokke en Damme zijn invloed heeft laten gelden en dat reeds bestond bij het ontstaan van Damme.



Deze dijk is, gezien zijn eigenaardig verloop, gebouwd als de Zwingel tot Damme reeds bestond. In het Nieuwland komen enkele opvallende morfologische verschijnselen tot uiting. Ten noordwesten van Damme, ten zuiden van de eerder vermelde dijk en ten noorden van de Oude Sluise Dijk, komt een relatief vlak en relatief hoog gelegen gebied voor met een sterk afwijkende percelering ten opzichte van de omgeving. In deze zone komen onder andere overdekte veenplaten voor, die hier niet door reliëfsinversie, ten gevolge van differentiële klink, tot uiting komen. Restdepressies, ontstaan door bedijking van de niet volledig verlande kreken, zijn enkel in het omgevende gebied aangetroffen. Het patroon van deze depressies komt duidelijk tot uiting op de bodemkaart en op luchtfoto's. Het komt overeen met een fossiel krekenspatroon. Het Nieuwland is gekenmerkt door talloze dijken.

## 2. DE KENMERKEN VAN DE GEULOPVULLINGEN TE DAMME

Damme wordt doorsneden door een geul en krekensysteem, waaraan Damme trouwens zijn havenactiviteit te danken had. Het verloop van die geul in Damme-Stad, konden we reconstrueren figuren X.30,31. We konden aantonen dat op bepaalde plaatsen in de geul en de kreek natuurlijke sedimentatie is kunnen doorgaan tot op het peil +2m. De zuidelijke oever van de geul te Damme kon vrij gedetailleerd worden afgeleid ( Fig. X.30. ). Ten westen van Damme is de insnijdingsdiepte van de geul beperkter. Uit de boringen kon de ligging van de afsluitdijk bepaald worden. De stad heeft aan deze afsluitdijk zijn naam te danken. De dijk bevindt zich onder de huidige Kerkstraat. Ter hoogte van de Dam is de geul nog ingesneden tot -2m, wat betekent dat we hier duidelijk met een getijdegeul te maken hebben gehad, die dus ook bij het laagste laagwater continu onder water stond. In dit verband is de Om hoogtelijn interessant, omdat die ongeveer overeen kwam met de vermoedelijke laagwaterstanden. De zone beneden Om is de grootst mogelijke oppervlakte van het subtidale deel van de geul. Het hoogste sedimentatieniveau in het testgebied ligt iets lager dan in het meest westelijk deel van de oostelijke kustvlakte, namelijk tot  $+4.00\text{m} \pm 0.2$ .



De geulinsnijding heeft een asymmetrisch karakter met een steile zuidflank en een minder steile noordelijke flank. Desondanks is tegen de noordelijke flank aan tot op hogere niveau's zand kunnen sedimenteren en is het kleigehalte er beperkter. Deze laatste opmerkingen gelden enkel voor het gebied ter hoogte van Damme zelf. Ter hoogte van Damme bestaat de opvulling hoofdzakelijk uit kleiige sedimenten. Een typesequentie wordt afzonderlijk besproken. Meer zee- waarts toe komen ook belangrijke kleipakketen voor doch niet tot op die diepte en evenmin over de volledige breedte van de geulinsnijding. Op de figuren wordt de oorspronkelijke toestand en de stadsontwikkeling tussen 1180 en 1218 weergegeven zoals die uit de boringen blijkt (TERMOTE, 1985)

### 3. DE TYPISCHE SEQUENTIE

We onderscheiden de getijdegeulopvullingen s.1. en de restgeul anderzijds.

#### 3.1. DE RESTGEUL

Deze bestaat aan de basis uit homogene zwarte humeuze klei. De basislaag kon tot 4.5m dik worden. Vooral in het bovenste deel komen archeologica (bakstenen, kalkmortel, potscherven) voor. Dikwijls treffen we houtfragmenten, houtskoolresten en beenderfragmenten aan. Tot op relatief grote diepte wordt de menselijke invloed geïllustreerd in de samenstelling van het sediment. Ten westen van de actuele Kerkstraat komen ophopingen van archeologisch materiaal voor (bakstenen) tot verschillende meters dik. Naar boven toe komt een subhorizontale tabulaire microlaminatie voor (getijdegelaagdheid) met kleidominantie en zeer dunne zandlamellen. Scrobicularia plana komt voor in levenspositie. Dit facies heeft een grote areale verspreiding. Zowel langs de noordelijke als de zuidelijke flank van het geulcomplex komt het voor tussen +2.0m en 3.5m. In het noorden is het belang van de zandfractie groter. De facies zijn onderling niet noodzakelijk synchroon ontwikkeld. Hoe verder men zich verwijdt van de dijken op de plaatsen waar de geul actief was, hoe meer de sedimenten hun natuurlijk karakter



hebben bewaard, zowel in de diepere zones als in de sequenties. Ter hoogte van het archeologisch opgravingsgebied komt op de klei-zandalternatie een humeus tot weinig riethoudende klei voor. Dit laagje is enkel tegen de Hoogstraat goed bewaard en het helt zeer geleidelijk naar het noordwesten toe. Langs de Hoogstraat, die mogelijks een dijk was, is de menselijke invloed tot op de basis van de geulopvulling merkbaar. Zeer veel baksteen, kalkmortel en andere archeologica worden aangetroffen.

Het gebied is blijkbaar altijd vochtig gebleven (de Kille). Er kwam geen bewoning tot stand (VANDENBERGHE, 1956).

### 3.2 DE OORSPRONKELIJKE GETIJDEGEUL

Deze geul is opgevuld zoals alle andere geulsystemen in het oostelijk deel van de kustvlakte (typische wadsequenties 1,2). Dit wil zeggen dat vooral zand is afgezet. Enkel bovenaan komen verschillen voor getuigend van de relatief kalme omstandigheden ten opzichte van de meeste andere getijdegeulen. Een dikke laag met typische getijdegelaagdheid komt hier voor. In elk geval reikten de subtidale gedeelten van het Zwin nog net tot Damme. In principe is de oudste geulinsnijding met geologische middelen niet te dateren. Het is niet uitgesloten dat reeds bij de D1-fase getijdegeulwerking tot Damme reikte. In tegenstelling tot de hoofdgeul bevat de oorspronkelijke geulopvulling geen archeologica.

### 4. VERKLARING VOOR DE BELANGRIJKE KLEISEDIMENTATIE OP GROTERE DIEPTE

Rustige omstandigheden in de naar het noordoosten gerichte geulen.

Ook de westelijke uitbreiding van de geul van Brugge-Blankenberge is in de buurt van het wantij gekenmerkt door belangrijke kleisedimentatie. Daar werd evenwel geen homogene humeuze klei afgezet onder subtidale omstandigheden.

De kleisedimentatie gebeurde in een geïndividualiseerde restgeul, nadat reeds eerder de normale zandsequenties tot stand zijn gekomen. Deze normale sequentie is overigens naar



het noorden toe goed bewaard gebleven. Dergelijke inwendige geulstructuren werden in het noordwestelijk deel van Brugge ook aangetroffen in oudere geulopvullingen ( Ontsluiting Blankenberge Steenweg, MOSTAERT, 1980 ). Deze opbouw bewijst dat de kleiopvulling tot stand is gekomen in een eindfase, bij de definitieve verlanding, waarbij de getijdestromingen een verminderde impact hadden. In binnenbochten van meanders van belangrijke getijdegeulen constateerden we eveneens klei-afzetting op lagere niveau's ( Testgebied Brugse Middelland, ontsluiting Dudzele noord). Ter hoogte van Damme-stad ligt de zone met dikke kleipakketen tegen de zuidelijke uitbreiding van de geul aan. Meer zuidwaarts, in Monnikenrede en ter hoogte van de Zwarte Sluis, ligt de kleiopvulling tegen de noordelijke dijk aan, zelfs tegen een bewaarde, overdekte veenplaat, (Bloedlozendijk).

#### Menselijke invloed.

De bedijking vanaf de 11e-eeuw heeft de bergingscapaciteit van het wad verminderd. Deze vermindering zal versterkt worden als echte landwinningsdijken worden gebouwd. Ook door de natuurlijke opslibbing wordt de bergingscapaciteit gereduceerd. Opslibbing en verminderde berging zijn echter interactief. Dit heeft gevolgen voor de totale energie in het milieu, waardoor ook de transportcapaciteit wordt beïnvloed. Fijner materiaal zal bij voorkeur worden afgezet als de energie vermindert. Dalende energie vermindert zowel de aan- als afvoermogelijkheden. Blijkbaar is de aanvoercapaciteit groter gebleven dan de afvoer en is de opslibbing doorgegaan. Aanvankelijk gebeurde dit door verzanding met vooral lateraal verkleinen van de geul, later door opvulling met klei van de restgeulen. Dat vergelijkbare verschijnselen (facies) ook in oudere natuurlijke sequenties werden aangetroffen, is een aanwijzing dat verschillende relatieve trans- en regressie wel degelijk hebben bestaan. De bedijking zorgde voor areaal verkleinen van het inbraakgebied. Vooral ten noordoosten van de Branddijk-Damweg, tussen Damme en Moerkerke, zijn grote landoppervlakten ingepolderd. Daardoor bleef tussen Hoeke en Damme uiteindelijk slechts een smalle zone uitgespaard, die gezien de kleine waterberging van de omgeving, niet open kon blijven.



De opslibbing gebeurde ondanks het feit dat gepoogd werd spoelpolders aan te wenden (spuikommen) ( De Zeuge - De Noord-oostpolder ) ( VANDENBERGHE, 1956 ).

Opvallend is echter dat stroomafwaarts van Damme de kleigeul niet meer tot beneden het peil -2m reikt, en dat relatief gezien een minder brede zone met klei-opvulling wordt gesignaleerd. De geul die Damme bereikt, is in geite één van de vertakkingen van een krek- en geulencomplex. In deze zijvertakking kan het stromingspatroon gewijzigd zijn door de aanleg van de dam.

De dam verbond de Romboutswerve-ader en de Branddijk en heeft de westelijke uitlopers van het Zwin herleid tot lage depressies, die later al dan niet kunstmatig zijn opgevuld. Deze constructie doorheen een actieve kreek kan gepaard gegaan zijn met intense uitschuring, vooraleer het gat gedicht was. Deze uitschuring kan een ondergravingskom in het lengtepatroon hebben bewerkstelligd.

Na de afdamming was die kom continu overstroomd, gezien de afstand tot het zeegat en gezien de rustige omstandigheden in de verlandende zijgeul. Tijdens deze opslibbing was Damme in volle ont-plooiing.

Vóór de afdamming moet de oorspronkelijke getijdegeul van het Zwin, ter hoogte van Damme reeds gedeeltelijk zijn opgevuld. Ten westen van de Kerkstraat ( de Dam ) komen immers natuurlijke sedimenten voor met Scrobicularia plana in levenspositie en dit tot op grote hoogtes.

Op het peil +3.75m is een discontinu weinig niveau aangetroffen waarin Phragmites voorkomt ( enigszins zouttolerant ). Op dit niveau is tot boven het peil +5.5m materiaal gestort. Het gebied is gekend als 'de Kille' (\*).

Een andere verklaring ( hypothese 2 ) voor de kleisedimentatie tegen de randzone in een verlande geul is de volgende : Na de afdamming werd bij vloed materiaal aangevoerd, dat reeds door de geringe snelheden zijn zandlading is kwijtgeraakt. De zandsedimentatie stroomafwaarts zorgt voor opvulling tot hogere niveau's dan de randzone. Hierdoor ontstaan kommen in de randgebieden. Gezien de geringe bergingscapaciteit

(\*) De Kille ( VANDENBERGHE, 1956 ).

Zijvertakking van het Zwin ter hoogte van de Hoogstraat.



van het wad wordt immers bij eb het aangevoerde zand niet volledig weggebracht. Tijdens eb kon in de intertidale zone ook water stagneren waardoor kleisedimentatie kon doorgaan. Na bepaalde periode is een eind gekomen aan de continue kleisedimentatie en heeft zich duidelijke getijdegelaagdheid kunnen ontwikkelen. Deze periode kan overeenkomen met een tijdperk van verhoogde stormactiviteit, met de periode waarbij De Zenge fungeerde als spuikom of met een algemene reactivatie van de wadprocessen (het ontwikkelen van nieuwe geulen...).

## 5. DATERING VAN DE GEULONTWIKKELING

Tussen Damme en Sluis verloopt het Zwin in een relatief smalle zone die in het noorden begrensd is door een versneden overdekte veenplaat (Romboutswerve -ader Krinkeldijk). Ten noorden van de geul is de eerder vermelde dijk gebouwd. Het verloop van de restgeul is te reconstrueren uit de bedijkingsgeschiedenis. Door het kleiige karakter van de opvulling is het verloop vervolgbaar en op de diverse kaarten weergegeven (TAVERNIER et al. 1970 ; AMERYCKX, 1953).

de oorspronkelijke geul is het verloop niet zo goed gekend. Ten noordoosten van Damme werd bij de bodemkartering het oppervlakteveen niet aangeboord.

Gedetailleerde verkenning bracht echter overdekte veeneilanden aan het licht, zelfs verder zeewaarts tot tegen de Sluis. Het grote impactgebied van het Zwinsysteem kon ten gevolge van kreek- en getijdegeulerosie in verschillende fasen vóór de Duinkerke-III ontstaan zijn.

Voor de datering van de geulopvulling te Damme konden de archeologica enige informatie geven. Een boring werd uitgevoerd binnen de grondvesten van de Oude Hallen. De sedimenten zijn ouder dan 128I (DE VliegHER, 1971). Op die plaats komt een dik kleipakket voor. De Zvingeul was reeds opgevuld op die plaats. Tot 4m onder het maaiveld komen archeologica voor. Opvallend is de grote frequentie van de archeologica die werd aangetroffen tot zeer diep in de sequenties. Zowel het Stadhuis als de Oude Hallen zijn gebouwd op vrij onstabiele gronden (slappe klei). Achter het Stadhuis is echter een waterloop gegraven (1360) om het lossen in de Oude Hallen mogelijk te maken. Deze waterloop stond in verbinding met de



Kille ( VANDENBERGHE, 1956 ). Voor de bouw van de Oude Hallen was de opvulling op deze plaats reeds in een tamelijk gevorderd stadium, terwijl dit in de onmiddellijke omgeving duidelijk niet het geval was.

Tegen de Hoogstraat aan blijkt de frequentie van archeologica tot op belangrijke diepte ( 14e -15e eeuw) op de aanwezigheid van een al dan niet kunstmatige waterloop te wijzen. Dit wordt door historische bronnen bevestigd ( VANDENBERGHE, 1956 ; DE VliegHER, 1971 ).

## 6. BESLUIT

Damme had zijn ontwikkeling te danken mede aan de specifieke natuurlijke condities die er heersten. Het ligt op een plaats waar hoog voorkomend Pleistoceen aanwezig is, waar het veen uitwigt en waar bovendien een krekens- en geulenstelsel de rechtstreekse verbinding met de zee mogelijk maakten. Anderzijds bestaat er een rechtstreekse waterverbinding met Brugge, die wellicht op een bepaalde periode niet meer aan de vereisten van de scheepvaart voldeed. Veenvoorraden zijn beschikbaar in de onmiddellijke omgeving. Het krekensstelsel zorgde voor een natuurlijke bescherming, terwijl het opduikende Pleistoceen in het zuiden bescherming bood tegen extreme stormvloed. De opvullingen van het Zwin zijn in grote mate gebeurd door menselijke invloeden, verschillend van die van de geulen in de rest van het oostelijk deel van de kustvlakte. Het Zwin is grotendeels verzand, vooral in de zeewaartse gebieden. De restgeul is letterlijk dichtgeslibd.



## E. TESTGEBIED : HET BRUGSE MIDDELLAND

### 1. INLEIDING

#### 1.1 SITUERING

Het testgebied beslaat het noordwestelijk deel van het kaartblad Brugge. Behalve in het oostelijk deel komt de uitbreiding overeen met de verspreiding van de subtidale getijdegeulafzettingen van de bovenste klastische eenheid van het Holocene ( Kaart II.18. ).

#### 1.2. PROBLEMATIEK

De typische wadsequenties van de normale wadsuccessie van Holocene oorsprong konden worden bestudeerd. Het probleem van de superpositie van zandige mariene Eemiaan en Holocene sequenties stelt zich in dit subtestgebied. De zone waar Holocene afzettingen rechtstreeks op mariene Eemiaan afzettingen rusten wordt op kaart II.5. weergegeven.

### 2. ONTSLUITINGEN

#### 2.1. ONTSLUITING WATERZUIVERINGSSTATION

Een oostwest ( 300m lange) en noordzuid (300m lange) georiënteerde, tot 8m diepe sleuf, werd in detail bestudeerd. In het verlengde van de noordzuid gerichte sleuf zijn over drie kilometer waarnemingen verricht in een 5m diepe sleuf(\*).

De ontsluiting situeert zich op een plaats waar de Holocene sequenties belangrijke diktes bereiken en de Weichseliaan afzettingen nagenoeg volledig geërodeerd werden, waardoor deze mariene sedimenten rechtstreeks mariene sedimenten bedekken.

Er worden twee mariene sequenties onderscheiden :

(\*) zie figuur X.32.



Mariene sequentie 1 (MS1) (Eemiaan) en 2 (MS2)(Holoceen), gescheiden door restanten van continentale afzettingen en door een belangrijk erosief hiaat.

Mariene sequentie 2 laat toe, in detail de volledige opvullingsgeschiedenis van een subtidale geul, over zandplaat tot een hoogwad, te bestuderen.

### 2.1.1 DE BOVENSTE MARIENE SEQUENTIE

Gezien de uitgestrektheid van de ontsluiting wordt geselecteerd voor een synthetische weergave van de gegevens aan de hand van een aantal typesequenties ( Fig. X.32. en foto's II.1, III.1. tot III.11.

Een indeling op basis van de granulometrische karakteristieken wordt voorgesteld. De eenheid wordt in vijf subzones onderverdeeld, zones die terug te brengen zijn tot twee hoofdzones: het zandcomplex (A,B,C) en het kleicomplex(D,E).

A -De basiszone is gekarakteriseerd door een zeer belangrijke fractie  $> 1000\mu\text{m}$  . Plaatselijk komt zelfs grof kwartszand voor, dit beduidt dat de grove fractie niet louter bestaat uit schelpen en silex.

B -B heeft een mediaan tussen 150 en  $200\mu\text{m}$  : de fijne fractie is verwaarloosbaar klein. De grove staart van de korrelgrootteverdeling is zeer stabiel en bestaat bijna uitsluitend uit schelpkleppen en -fragmenten of veengruis. B beslaat het gros van de afzetting.

C -De fijne fractie ( $< 50\mu\text{m}$  ) is groter dan vijf en kleiner dan tien gewichtsprocent.

D -Alternerend kleiige en zandige laagjes. Het zand is zeer fijn, het gehalte  $< 50\mu\text{m}$  is zeer variabel in de kleilaagjes en neemt toe naar boven toe.

E -Het gehalte fijne fractie ( $< 63\mu\text{m}$  ) overschrijdt de 70%. De indeling werd zo gekozen dat de onvermijdelijke overgangszones een minimale dikte hebben.



### 2.1.1.1 Algemene beschrijving

De macrostratificatie vertoont in de zandige sedimenten planaire kruisgelaagdheid. De erosievlakken aan de basis van de sets snijden onder zwakke hoeken, de helling van deze erosievlakken is niet groter dan  $5^\circ$ . In ontsluiting worden functie van de oriëntatie van de profielwand wigvormige, tabulaire en trogvormige sets geïdentificeerd met variabele microstratificatie.

De belangrijkste zijn:

- tabulaire microstratificatie, parallel verlopend met het basisoppervlak van de set (fijne laminatie en afwisseling van laminae met wisselende dikte).
- megaribbelstructuren.
- tabulaire microstratificatie die het basiserosievlak snijden.
- tabulaire gelaagdheid met microribbelstructuren, eventueel klimmende ribbelsequenties.
- longitudinale kruisgelaagdheid.

Plaatselijk is de planaire structuur onderbroken door trogvormige kruisgelaagdheid. Naar boven toe komt horizontaal tabulaire stratificatie voor en neemt de bioturbatie toe.

### 2.1.1.2 Beschrijving van de lithofacies (\*)

facies W/L1 ( -2.8m / -4.0m A.H.)

L1 bestaat uit accumulaties van grof materiaal: schelpen, silex, veenkeien, veengruis, schelpgruis, schelpfragmenten, kleibrokken. De samenstelling komt op de tabel II.7. , die de grintinhoud en de molluskenassociaties weergeeft. De grove elementen liggen gestapeld in banken of in dunne laagjes. De macrostratificatie is hoofdzakelijk subhorizontaal tabulair. Er komen ook ondiepe platte trogvormige sets voor ( 5m breed, 0.5m diep), naast kleinere waarbij de verhouding breedte-diepte veel kleiner is. In deze sets werd voornamelijk grof zand afgezet met tangentiële inwendige kruisgelaagdheid. De dikte van deze laag is meestal beperkt tot 0.5m. De laag is op basis van zijn samenstelling te herkennen van hoger voorkomende schelpaccumulaties, doch soms moeilijk te onderscheiden van de in het Eemiaan aangetroffen schelpenlagen, die ongeveer op dezelfde hoogte voorkomen doch in een totaal ander milieu zijn tot stand gekomen. De stapeling van de schelpkleppen is meestal chaotisch ter hoogte van de schelpenbanken. Lokaal is een preferentiële oriëntatie waar te nemen.

(\*) In deze ontsluiting wordt een indeling in facies verkozen boven een indeling per lithologisch homogene eenheid.



De gerichte schelpen wijzen allen op ebdominante stromingen ter hoogte van de ontsluiting. De basis van de geul varieert van -2.8m in het westelijk deel tot -4.2m in het oostelijk deel. In het noordzuid gericht ontsluitingsdeel blijft de diepte tussen -2,5m en -3,0m O.P. schommelen.

#### facies W/L2 ( -1.0m / -4.0m )

Deze laag rust op L1. Hoewel de basisovergang naar L1 niet noodzakelijk erosief is, manifesteert de laag zich bruusk door de snelle afname van de hoeveelheid schelpkleppen. Schelpaccumulaties komen nog voor op interne laagvlakken die met erosieoppervlakken overeen komen. Het belangrijkste karakteristiek is de tabulaire micro-stratificatie met zeldzame microribbels in een zeer uitgebreide, platte, trogvormige set (microsequentie). De laminae die over verschillende tientallen meter te vervolgen zijn, hellen in het westelijk deel in zuidelijke richting met een maximale helling van 3%. In het centraal deel van de ontsluiting lopen deze nagenoeg horizontaal, in het oostelijk deel hellen ze naar het westen. Inwendige erosie langs discordante oppervlakken is zeldzaam, microribbels komen evenmin voor. In de noord-zuid gerichte doorsnede blijkt de gelaagdheid tot 5° naar het zuiden te hellen. Daar vertoont deze laminatie een eerder schubvormige opeenstapeling. De tabulaire gelaagdheid wordt soms onderbroken door kleine ondiepe, trogvormige sets. De oriëntatie van de as van deze sets is preferentieel oost-west ( $\pm 20^\circ$ ) afgeleid (volgens DeCELLES et al., 1983 ). Het bovenste deel van dit lithofacies vertoont een pseudo-tabulaire macrostratificatie en een verbreding van de laminatie wordt vastgesteld tot zelfs 25cm. Dikwijls is de overgang naar bovenliggende facies zeer opvallend.

#### facies W/L3

Onderste trogvormige sets. L2 wordt op bepaalde plaatsen geërodeerd door trogvormige sets met tangentiëel en parallel boogvormige microlaminatie. Schelpaccumulaties vormen een belangrijke fractie van de opvulling. Opvallend is het geconcentreerd voorkomen van deze 3m brede tot 30cm diepe, trogvormige sets.

#### facies W/L4

Dit onderste planair systeem komt voor tussen 0m en -2m. Over een maximale dikte van 2m komt planaire kruisgelaagdheid voor met typische rechtlijnige erosieve laagvlakken die elkaar volgens weinig hellende hoeken snijden. Meestal is de inwendige stratificatie tabulair. Dikwijls zijn de sets inwendig homogeen en tot 20cm breed. Waar het niveau met vloeddominante megaribbels (L5) ontbreken, gaat L4 direct over in een analoog bovenste planair systeem (L7 ). Vooral in noord-zuid gerichte profielen komen dikwijls de wigvormige superpositie en de grootste hellingen tot uiting waarbij de erosieve basis van de sets steeds kleinere of grotere hellingen aannemen in de tijd.



Op de hoofdzakelijk weinig hellende laagvlakte die dikwijls erosief van aard zijn, is de preferentiele oriëntatie van de schelpkleppen zeer duidelijk tot uiting gekomen. Enkele resultaten van de tellingen staan weergegeven op figuur III.8. Op diverse niveau's komen zeer lokaal kleine tangentiële trogvormige sets voor. In L4 worden megaribbelstructuren waargenomen, wat wijst op dominante stroomrichting naar het noorden. Deze structuren komen op verspreide hoogtes in de sequentie voor, ze ontbreken in de facies L2.

#### facies W/L5

L5 bestaat uit naast elkaar en op elkaar voorkomende parallel en tangenteel trogvormige sets, ontstaan als de sedimentatieniveau van L4 reeds hoger lag dan Om. Meestal komen de trogvormen geconcentreerd voor. Hout- en veenbrokken worden in trogvormen aangetroffen met typische uitspoelingsfiguren(\*) De oriëntatie van de as van de trogvormen is dominant zuidoost-noordwest. In noord-zuid verlopend profiel kunnen deze structuren niet onderscheiden worden in de planaire kruisgelaagdheid. De bovengrens van de hoogst voorkomende sets is de erosiebasis van de kruisgelaagde sets van L6.

#### facies W/L6

L6 is een zone met uni-directionele megaribbelstructuren met naar het zuidoosten gerichte foresets. De ontdubbelde kenteringslaminae bewijzen het subtidaal karakter.

#### facies W/L7

Planaire kruisgelaagdheid met dezelfde karakteristieken als L4. Hier komen wel geen ebdominante megaribbels voor. De helling van de setgrenzen is klein zodat men van pseudotabulaire sets mag spreken. Hierin komen ook microdelta-verschijnselen voor (microsequenties..)(\*\*) De inwendige laminatie bestaat dikwijls uit altemnerend, fijn gelamineerd zand met dunne microribbelzones(\*\*) Op + 1m worden klimmende microribbelzones aangetroffen(\*\*) Naar boven toe is er een overgang tot tabulaire horizontale macro- en microstratificatie. Ook hier treden geen bioturbaties op. Uitspoelingsstructuren komen voor.

#### facies W/L8

Longitudinale kruisgelaagde sets(\*\*) Deze snijden het pseudotabulair complex L7 aan onder hoeken die groter kunnen worden dan  $10^\circ$ . De laagvlakken verlopen tabulair. De laminae vertonen wisselende diktes waarbij zelfs een zekere regelmaat is waar te nemen. Bundels met dunne laminae evolueerden tot breder wordende laminae. Wat de oriëntatie van de sets betreft, wordt verwezen naar de problematiek in verband met de geulmi-gratie. De longitudinale kruisgelaagde sets zijn van de mega-

(\*) Uitspoelingsstructuren ontstaan doordat een immobiele grote blok, bv. een veenbrok, het stromingspatroon dermate wijzigde, dat hoge snelheden uitschuring vóór de blok en lage snelheden sedimentatie aan de leizijde veroorzaken.

(\*\*) Zie microsequenties.



ribbels te onderscheiden door het ontbreken van bottomsets, dikwijls door de kleinere helling van de laminae, door de onregelmaticheid van de bundels. De stroming verloopt parallel met de strekking van de laminae, terwijl deze bij megaribbels loodrecht op de strekking evolueert. Deze structuren kunnen zeer wisselende afmetingen aannemen. Ook na de bioturbatie-fase (L9) hebben zich dergelijke sedimentaire structuren ontwikkeld, waarbij de bioturbaties werden geërodeerd. Er moet dan ook een onderscheid gemaakt worden tussen de longitudinale kruisgelaagdheid ontwikkeld in het zandcomplex en deze ontwikkeld nadat het gebied tot hoogwad was geëvolueerd.

#### facies W/L9

De bioturbatiezones. Verschillende turbaties kunnen in sequenties worden waargenomen. We maken een onderscheid functie van de bioturbatiegraad. Van onder naar boven onderscheiden we de:

1. zwak gebioturbeerde zone;
2. zeer sterk gebioturbeerde zone;
3. zwak gebioturbeerde zone.

In deze beschrijving worden stratonomische termen gebruikt. De aangetroffen vertoringen zijn vooral "dwelling structuren".

1. zwak gebioturbeerde zone: de oorspronkelijke tabulaire microstratificatie is nog herkenbaar. De onvertakte verticale structuren die bruusk eindigen aan een erosieoppervlak zijn onvertakt, de laagjes zijn naar beneden afgebogen.
2. sterk gebioturbeerde zone: profielen doorsnijden U-vormige graafsporen, opgevuld met veengruis, kleiresten (Foto III.8.) Dergelijke verstoringen kunnen tot over 30cm vervolgd worden. Van de oorspronkelijke gelaagdheid is niets terug te vinden. Deze structuren ontwikkelden in zand. Hun dieptebereik is scherp afgelijnd zodat we kunnen aannemen dat hier een populatie voorkomt ontwikkeld op een stabiel zandoppervlak op ongeveer +2.8m. Op andere plaatsen komen op nagenoeg dezelfde hoogte microturbuli voor in een chaotische stapeling.
3. zwak gebioturbeerde zone: hier komen sporadisch graafsporen van Bivalven voor.

#### facies W/L10

Kleilig zand, zandige en kleilige alternatie in zeer fijn horizontaal tabulaire microstratificatie. Dit lithofacies kent kleinere secundaire verstoringen ten gevolge van migrerende bivalven (Cerastoderma edule, Cardium glaucum). De macrostratificatie is tabulair met afwisselend meer zandige en meer kleilige laminae met verschillende dikte (3 à 15cm breed).

#### facies W/L10'

De bioturbatiezone wordt lokaal geërodeerd door enerzijds longitudinaal kruisgelaagde sets, waarbij in een latere fase weer bioturbatie optrad, of door weinig hellende erosievlakken waarop dan L11 is afgezet. Dikwijls bestaat L10' uit fijn horizontaal gelamineerde alternerende klei- en zandsedimentatie. Flaserstructuren komen voor, eventueel met bioturbaties.

#### facies W/L11

Homogeen verdeelde klei. De bouwvoor (30cm) is humeus tot zwart. De overgang naar het facies L10 is geleidelijk.



Onderaan komen dubbelkleppers voor van Cerastoderma edule. Deze bevinden zich niet allen in levenspositie.

facies W/L12 ( +3.30m / +4.30m )

Donkergrijze, humeuze klei met bakstenen. De basisgrens is scherp. De dikte varieert tussen 30cm en 100cm. De laag wordt vooral in de zuidwestelijke zone van de ontsluiting aangetroffen.

#### 2.1.2 DE TUSSENLIIGENDE CONTINENTALE SEQUENTIE ( Foto II.1.)

Enkel in grote wigvormige opvullingen worden continentale sedimenten aangetroffen. De aangetroffen wiggen zijn bovenaan geërodeerd door de bovenste mariene sequentie en hebben een maximale breedte van 0.5m. De versmalling naar onder toe verloopt relatief geleidelijk. De minimale penetratiediepte bedraagt 2m. De opvulling bestaat uit geelgrijs, fijn, schelploos zand, soms met humeuze onderbrekingen in dunne strepen. De inwendige gelaagdheid kan nagenoeg vertikaal verlopen.

#### 2.1.3 DE ONDERSTE MARIENE SEQUENTIE

Er konden sequenties worden waargenomen met een maximale dikte van 2m.

#### Granulometrie :

De sedimenten bestaan uit een compact fijn zand dat een iets fijnere mediaan heeft dan de bovenliggende mariene sedimenten. Het zand is schelphoudend op de setgrenzen; kleifrac-tie ontbreekt. Overigens zijn de korrelgrootteverdelingen sterk gelijkend op die in de bovenste mariene sequentie. Op druksonderingsprofielen is die laag goed identificeerbaar door de belangrijke toename van de puntweerstand ten opzichte van de bovenliggende mariene sequentie.

#### Sedimentaire structuren :

Planaire macrostratificatie komt voor met erosieve setbegrenzungen die wisselende hellingen aannemen ( tot 10% ). De helling is dominant naar het zuiden gericht!



De inwendige stratificatie variëert: megaribbel kruisgelaagdheid komt voor naast hellende tabulaire sedimentatie. De megaribbels hebben niet de typische kenmerken van de subtidale sequentie uit de bovenste mariene sequentie ( zie lithofacies L6). In het westelijk deel van de ontsluiting komen in de topzone licht hellende schelpenaccumulaties voor. Deze zijn meer algemeen in de meer zuidelijke ontsluitingen (ontsluiting Blauwe Toren).

#### Schelpeninhoud :

Intacte Scrobicularia plana-kleppen komen voor op de setgrenzen, wat wijst op de onmiddellijke nabijheid van hoogwadsedimentatiegebieden. Op de tabel X.7. wordt de inhoud van enkele stalen uit de schelpaccumulatie weergegeven. De inhoud is sterk wisselend van plaats tot plaats. De sedimenten verschillen van deze in de meer zuidelijke ontsluitingen door de afwezigheid van fijne fractie. Hier komen evenmin bewerkte kleibrokken voor. Geen van de in de bovenste mariene eenheid aangetroffen microsequenties wordt hierin aangetroffen.

#### 2.1.4 SEDIMENTGENETISCHE EN STRATIGRAFISCHE INTERPRETATIE

Naast chronostratigrafische en lithostratigrafische interpretatie wordt aandacht besteed aan volgende sedimentologische aspecten:

1. De kenmerken van het herwerkt materiaal dat zich in de getijdegeul bevindt.
2. De reconstructie van het stroompatroon, de deductie van de sedimentatierichting, het probleem van de laterale migratiecapaciteit en de betekenis voor de sedimentaire structuren.
3. De vraag of verschillende fasen van ontwikkeling (transgressies - regressies) uit de sedimentsequenties af te leiden zijn.
4. De molluskenassociatie als interpretatiemiddel voor de afzettingssomstandigheden.

Verschillende van deze problemen worden samen verwerkt



met gegevens uit ontsluitingen met analoge sequenties, in het hoofdstuk over de typische wadsequenties.

#### 2.1.4.1 Paleo-ecologische en stratigrafische interpretatie

Het onderste mariene complex behoort tot de Eemiaan afzettingen. Het bovenste behoort tot de Holocene klastische eenheid. Dit kan onrechtstreeks aangetoond worden door de aanwezigheid van de brede trechtervormige verstoringen, met fossiel opgevulde ijswiggen, die postsedimentair de mariene sedimenten zijn binnengedrongen. Deze ijswiggen vormen het belangrijkste interieur voor het onderscheid tussen MS1 en MS2. Ze kunnen enkel in ontsluitingen worden waargenomen. Zowel de bovenste Eemiaan sedimenten (MS1) als de onderste Holocene (MS2) bevatten schelpaccumulaties die door herwerking en door de samenstelling van het sediment moeilijk te onderscheiden zijn.

#### 2.1.4.2 Sedimentgenetische interpretatie op basis van de sedimentaire structuren

##### facies L1 en L2

De erosiebasis van de geul helt zeer geleidelijk naar het oosten (0,5%). L1 vertegenwoordigt erosieve omstandigheden waarbij de netto-sedimentatie zeer beperkt was, zoniet onbestaande. Tot het basisprofiel een evenwichtstoestand had bereikt, werden grove elementen aangereikt ook uit bovenliggende zones (veen uit de Holocene organische eenheden, hoogwadfauna en hoogwadklei, Weichseliaan grintafzettingen). Er komt een zeer brede trogvormige macroset in L1 voor, waarbij de sedimentatie parallel ontwikkelde met de erosiebasis van de trogvorm. Deze geul komt nauwelijks tot uiting in het basiserosievlak. De oriëntatie van dit systeem blijkt ter hoogte van de ontsluiting noord-noordoost/zuid-zuidwest te verlopen. De breedte moet zowat 200 à 300 m geweest zijn. De vorm van de set komt tot uiting dank zij de toevallige oriëntatie van de ontsluitingen.

De sedimentatie van facies L2 geschiedde bij afwisselend erosie en afzetting langs microreliëfsloze vlakken (microsequentie8)



De tabulaire sedimentatie en de zeldzaamheid van microribbels sluit hoge afzettingssnelheden niet uit. De granulometrische kenmerken wijzen in tegenstelling tot L1 op kalmere omstandigheden. Deze sedimenten zijn dan ook genetisch duidelijk van L1 te onderscheiden. De trogvormige opvulling kan zowel op een lateraal verschuiven van de erosiecapaciteit wijzen of op een volledige opvulling van een ondergeschikte geul op bepaalde plaatsen. Door energievermindering is sedimentatie opgetreden, waarbij ook zand aangevoerd uit erosieve zone werd afgezet. Dit kon bijvoorbeeld in binnenbochten en meanders. De sedimentaire structuren wijzen eerder op een synchrone aggradatie van de volledige geulstructuren met afzetting zowel op de bodem als op de oevers. In elk geval bewijst deze sequentie het belang van de netto verticale aggradatie ten gevolge van de wisselende sedimentatie-erosiealternatie en dit langs vlakken parallel met de geulranden.

facies L3, L4 en L5

De geconcentreerde aanwezigheid van trogvormige sets, die de onderste tabulaire eenheid ravineren, dus discordant verlopen met de onderliggende gelaagdheid, wijzen op periodes, waarbij een secundair geulenpatroon wordt gecreëerd op de subtidale of intertidale zandplaten. Totaal andere stroompatronen werden geïnduceerd, zelfs loodrecht op de bestaande. Verschillende insnijdingsniveau's worden aangetroffen. Deze geulen werden echter opgevuld en door een vrij goed vervolgbaar erosieoppervlak afgesneden waarop de megaribbels zich konden ontwikkelen na een periode van netto verticale aggradatie. Ook na de megaribbelvorming (L6) heeft zich dergelijk fenomeen lokaal voorgedaan. Geulen sneden zich in dit geval in op de intertidale plaat. Het algemene patroon van de sedimentaire structuren wijst evenwel op afzetting op vrij uitgestrekte, weinig hellende oppervlakken (platen). Een bepaalde migratietendens is in deze onderste zone uit verschillende opgemeten profielen niet af te leiden.

facies L6

De megaribbels zijn onder subtidale omstandigheden afgezet op een zandplaat en dit onder vloeddominante stromingen.



De stromingsrichting verliep volgens een noordwest -zuidoost richting. Hoofdzakelijk komen ribbels voor met een rechtlijnig verlopende kamlijn. Enkel de kleinere, hoogst voorkomende megaribbels kunnen een gebogen kam hebben gehad. Vandaar hun trogvormig karakter in een vertikale doorsnede. De sedimentatie was gedurende doodtij dikwijls zeer sterk gereduceerd waardoor zeer smalle bundels ontstonden. De tangentiële foresets en de geringe hellingen van de foresets wijzen op een beperkte waterkolom bij de vorming. Op het kritisch niveau L6 worden nergens ebdominante macrostructuren waargenomen. Dieper in de sequentie worden wel ebdominante ribbels aangetroffen. Deze zijn gekenmerkt door hun belangrijke hoogte en laterale uitbreiding, hun steile foresets, de relatief dunnere bundels, hun verspreid voorkomen niet geassocieerd aan bepaalde niveau's.

Op figuur X.37. wordt een hypothese over de ontwikkeling van de megaribbels voorgesteld.

#### facies L7

L7 getuigt van de afnemende energie met de sedimentatiehoogte. Toename van het belang van de microribbelsequentie, verdwijnen van de macrostructuren en van vervolgbare erosieoppervlakken in het bovenste deel, zijn aanwijzingen daarvoor. Het voorkomen van klimmende ribbels wijst op periodisch belangrijke zandverplaatsingen. Desondanks gebeurde de afzetting van L7 op een relatief hoog energetisch zandwad (zandplaat), waarin ook nog opgevulde zandwadkreken en prielen voorkomen. Met opgevulde zandwadkreken worden opgevulde geulstructuren bedoeld, die bestaan uit aansnijdende trogvormige sets en die beperkt zijn tot de intertidale zone. Ze komen overeen met afvoergeulen op de zandplaat, mobiele zijtakken(prielen) van getijdegeulen, waarin zelfs hoge snelheden konden voorkomen.

#### facies L8

De longitudinale kruisgelaagdheid illustreert de aanwezigheid van kreken en prielen op de zandplaat. Bij de opvulling migreerden de oevers lateraal. Het is opvallend dat deze structuren beperkt zijn tot de bovenste zone (hoger dan +1.5m). De opvulling van de intertidale geultjes gebeurde onderaan in tangentieel trogvormige sets. Als de opvulling een bepaald



niveau bereikte, kwamen bij voorkeur longitudinale kruisgelaagde sets voor. In deze gevallen was de geul relatief gezien veel breder dan diep; in elk geval was de breedte /diepte-verhouding veel groter bij de vorming van de tangentiëel trogvormige sets.

#### facies L9

Bioturbaties. Op deze plaats was de erosie-sedimentatie balans zodanig dat levensomstandigheden voor endobionten gunstig was. De identificatie van de bioturbaties is niet zo eenvoudig. De ontsnappingsstructuren van Macoma balthica, Cerastoderma edule, konden worden herkend, daar deze bivalven dikwijls nog aanwezig zijn. Wormgangen worden o.a. aan Neicis sp., Arenicola marina en Scoloples armiger afgeleid op basis van de morfologische analogie met in de literatuur beschreven bioturbaties (REINECK & SINGH, 1973; VAN STRAATEN, 1964; NEWELL, 1970; DÖRJES, 1978).

#### facies L10, L10' en L11

Deze lagen komen overeen met de gemengde wad en hoogwadsequentie. Ook kreekopvullingen komen voor. In deze ontsluiting troffen we een zeer ondiepe, zeer brede kreekstructuur aan, allen gekenmerkt door hun kleiige basislaag en de longitudinale kruisgelaagdheid langs de oevers. Een kleigeul (1,5m diep, 6m breed) dwarst het ontsluitingsgebied volgens een zuidoost-noordwest richting. Aan de basis komen in de humeuze opvullingsklei zeer veel continentale schelpen voor (wit verweerd). De bovenliggende laag bevat evenwel Cerastoderma edule, weliswaar niet in levenspositie. Door het afwijkend karakter van de klei met deze van de nabijgelegen hoogwadsequentie, nemen we aan dat het hier over een grachttopvulling gaat.

De zones met een dunne baksteenhoudende bovenste kleilaag kunnen een restant zijn van een late wadfase, na een eerste bewoningsperiode op een schorre.



## 2.2 ONTSLUITING ZEVENEKE ZUID

Een ondiepe ontsluiting (2m) liet toe kreekopvullings-sequenties te bestuderen. Op tabel X.6. en figuur X.33. wordt de ontsluiting gesitueerd.

### 2.2.1 BESCHRIJVING VAN DE HOMOGENE EENHEDEN

eenheid ZEV/Z1 ( -1m/ +2m )

Fijn tot middelmatig fijn zand, onderbroken door dunne lenzen met middelmatig zand en accumulaties van veengruis op zeer plaatselijke erosievlakjes en in de flasergelaagdheid. Kleppen Cerastoderma edule komen verspreid voor. Het onderste deel van de ontsloten sequentie is gekenmerkt door planaire macrogelaagdheid met setgrenzen die weinig hellen, met een dominante hellingsrichting naar het zuiden. De microstratificatie is tabulair met microribbelstructuren. Dit systeem wordt bovenaan scherp begrensd door een subhorizontale tussenlaag met middelmatig zand, silex, schelpkleppen en afgeplatte veenkeien. Op deze grove tussenlaag komt planair gelaagd fijn zand voor met zeer fijne tabulaire microstratificatie en met gesuperponeerde microribbels, wijzend op een constante stroomrichting volgens een noordwest-zuidoost oriëntatie. De verspreide Cerastoderma kleppen hebben een willekeurige oriëntatie. Dit facies wordt erosief bedekt door een 5cm brede laag met tabulaire microstratificatie. Dit laagje helt naar het noorden, de laminae zijn aangerijkt met zware mineralen. De bovenste zone bestaat uit microribbelgelaagdheid. Dit facies komt enkel voor waar het erosievlak EO (zie verder) hoog ligt. Het zand wordt fijner naar boven toe, het gehalte fijne fractie vermeerderd. Helemaal bovenaan verdwijnen de ribbelstructuren, gedeeltelijk gehomogeniseerd door bioturbatiestructuren van hoofdzakelijk wormen (Arenicola).

De basis van ZEV/Z1 is niet ontsloten. Waar ZEV/V2 ontbreekt is er een enigszins geleidelijke overgang naar de bovenste kleilaag ZEV/K3. Een algemeen erosievlak werd aan de basis van ZEV/V2 waargenomen ( Fig. X.33. ).

erosieoppervlak EO ( +2m / 0m )

Een belangrijk erosieoppervlak met een gemiddelde helling van 3% naar het noorden (N13°W) komt hier voor. Het oppervlak wordt gevormd door de basis van plattrogvormige erosiestructuren.

eenheid ZEV/V2

ZEV/V2 is een samengestelde eenheid, bestaande uit fijn zand, klei- en zandalternaties en veengruis. In de trogvormige sets komt enerzijds homogene klei voor en anderzijds een oorspronkelijk tabulaire afwisseling van zand en kleilaminae. Deze zijn echter verplaatst door massabewegingen met chaotische secundaire structuren voor gevolg ( Foto III.14. ), zoals plooiingen, breuken, enz. ... . Op het erosieoppervlak (EO) komen kleikeien, schelpklepjes en houtbrokken voor. Voornamelijk juveniele Cerastoderma edule kleppen zijn waargenomen met aan



de basis veel, weliswaar verplaatste, tweekleppers. Naar het zuiden toe verdwijnt dit facies met klei- zandalternaties. Colmatatie gebeurde in verschillende fasen. Bovenaan zijn deze kleiige facies dikwijls scherp begrensd, zelfs erosief.

#### eenheid ZEV/Z3

Boven ZEV/V2 komt longitudinale kruisgelaagdheid voor met dominante helling naar het zuiden. De samenstellende sets bestaan uit tabulaire flasergelaagdheid waarin veengruis de rol van de fijne fractie overneemt. ZEV/Z3 is ter hoogte van de overgang naar ZEV/K4 sterk geturbeerd.

#### eenheid ZEV/K4

Kleicomplex dat zich overal tot aan het maaiveld uitstrekt. De dikte varieert tussen 0,30m en 1,5m. Waar het erosieoppervlak EO ontbreekt, treffen we zandige klei aan met een dikte tussen 0,3m en 0,5m (ZEV/K4a). ZEV/K4a gaat snel over in ZEV/Z1, doch sporen van een erosieoppervlak zijn niet aangetroffen. ZEV/K4 is gemiddeld 1m dik waar het erosieoppervlak EO aanwezig is (ZEV/K4b). ZEV/K4b gaat bruusk over in ZEV/V2 zonder erosieve onderbreking evenwel, behalve waar ZEV/K4b dikker wordt ter hoogte van trogvormige sets, opgevuld met grijze homogene klei. Het erosieoppervlak aan de basis wordt met EO2 aangeduid. Meestal is de klei homogeen verdeeld, echter in overgang naar de onderliggende sedimenten komt zeer fijn tabulaire laminatie voor. In de meer zandige laagjes komen juveniele schelpkleppen en -fragmenten voor van Cerastoderma sp.. De zwaardere klei bevat belangrijke concentraties van Scrobicularia plana fragmenten. Verspreide, volledige kleppen komen niet in levenspositie voor.

### 2.2.2 INTERPRETATIE

Van de bovenste klastische eenheid (Holoceen) is hier enkel het bovenste deel aangetroffen. De beschreven sequenties zijn afgezet onder intertidale wadomstandigheden. Ze reflecteren de evolutie van zandwad tot hoogwad, waarbij gedurende de hoogwadfase een krekensysteem ontwikkelde, dat langzaam verlandde. Deze kreekopvulling vormde de aanleiding tot het opstellen van de afzonderlijke identificatiecriteria en het onderscheiden van de typische wadsequenties. De kreek, waarvan hier de meest zuidelijke rand voorkomt, had een noordoost-zuidwest richting. De migratie en opvullingsrichting was naar het zuidoosten gericht. De breedte waarin kreek sedimentatie voorkomt is minimaal 50m, de diepte van de kreek maximaal 2.5m. Dit betekent niet dat de kreek op een bepaald ogenblik deze dimensies ook effectief had. De zandwadomstandigheden zijn gekenmerkt door hun pseudo-tabulaire opbouw met in eerste instantie een afwisseling



van erosie en afzetting, met netto-aggradatie. Bewijzen van het wisselend regime worden uit de sedimentaire structuren afgeleid. Er is een afwisseling van microribbels en rechtlijnig tabulaire microlaminatie (microsequentie 1). Erosieoppervlakjes met herwerkt Weichseliaan materiaal bewijzen de nabijheid van het Weichseliaan substraat (silex, grof zand). De gemiddelde stroomsnelheden en de snelheidsfluctuaties verminderen naar boven toe, waarbij enkelvoudige en gebifurceerde flasergelaagdheid tot stand kwam. Door de afwezigheid van klei in het sedimentatiemilieu, vertegenwoordigt het veengruis de relatief kalme periodes, die afwisselen met meer actieve stromingsfasen. Het gebifurceerde karakter van de flasergelaagdheid bewijst de inwendige herwerkingsmogelijkheden. Kleisedimentatie kan in kreekgebieden gebeuren in ondiepe kommen, die in het lengtepatroon van de kreek worden aangetroffen en die ook bij laagwater onder water staan. Een netto dimensieafname trad op omdat de uit het noorden ontwikkelde longitudinale kruisgelaagdheid vlugger kon migreren dan de erosieve zuidelijke oever ( Fig. X.33. ). Dit veroorzaakte de definitieve opvulling. Wat de stratigrafische betekenis van het erosievlak aan de basis van de kreek betreft, kunnen we stellen dat deze niet toe te schrijven is aan verschillende trans- en regressiefasen. De netto-opvulling van de kreek heeft plaatsgegrepen tijdens een verlandingsfase met schorreuitbreiding. Dit kan de eindfase zijn van de ononderbroken evolutie van een getijdegeul van zandwad tot hoogwad. Anderzijds kon het de insnijding zijn van een kreek na een verlandingsfase bij een nieuwe transgressie. Dit kan niet afgeleid worden uit de sedimentsequenties. Opvallend is het zeer hoge voorkomen van zand in de sequentie dat reeds was bereikt vóór de erosie, die optrad bij de vorming van de kreek, dus niet geassocieerd aan een oeverwal van een krekensysteem in een hoogwad. De zware kleilaag is dikker in de kreekopvulling dan buiten de zone met erosie ( Fig. X.33. ) en vult bovendien trogvormige sets op die discordant de longitudinale structuren aansnijden. Deze kleien zijn homogene verlandingskleien afgezet in restgeulen.



## 2.3 ONTSLUITING KASTEEL TEN BERGHE - RONSAERTBEEK

### 2.3.1 INLEIDING

Deze ontsluiting bereikte dieptes tot 6m en liet door de gebruikte uitgravingsmethode slechts een fragmentarische opname toe. Hier komen enkel intertidale en subtidale sedimenten voor van Holocene ouderdom, behorend tot de bovenste klassieke eenheid, dus afgezet gedurende de Duinkerkefase. Alle aspecten van geul- en kreekevolutie en de verschillende wadfasen konden hier worden bestudeerd, waardoor ze een bijdrage leveren voor de kennis van de typische wadsequenties. We beperken ons hier tot een synthetische weergave van de bevindingen ( Foto III.7. ).

### 2.3.2 SEDIMENTGENETISCHE INTERPRETATIE

In het oostwest verlopende noordelijk deel van de ontsluiting is de zandsedimentatie tot op vrij grote hoogte kunnen doorgaan. De ontsluiting ligt dwars op de geulstructuren. Ter hoogte van het Waterzuiveringsstation verliep de oostwest sectie parallel met de interne geulstructuren. De algemene migratierichting van de subtidale geul is ook hier moeilijk na te gaan. In de onderste planaire sequentie vooral, blijkt de complexiteit van de opvulling waarbij steeds nieuwe insnijdingen van de eb- en vloedgeulen is opgetreden.

Een vrij algemeen horizontaal erosievlak op 3m onder het maaiveld komt voor. Dit erosievlak vormt een bruuske overgang tussen een onderste en een bovenste tabulaire macrostratificatie, respectievelijk onder en boven dit oppervlak. Ook in de ontsluiting Waterzuiveringsstation zijn erosieoppervlakken opgemerkt die over honderden meter te vervolgen zijn en op vergelijkbare diepte voorkomen. Dergelijke erosieoppervlakken kunnen ontstaan zijn bij stormactiviteit, waarbij de opvullingsvlakken aan intense afslag onderhevig zijn geweest. Het synchrone karakter en bijgevolg het stratigrafisch belang van dergelijke oppervlakken is in de verscheidene ontsluitingen evenwel niet aan te tonen.



De dominante migratierichting bij de opvulling van de krekken tussen 0m en 4m is naar het oosten gericht. Buiten het krekkenpatroon blijkt enkel de verticale aggradatie tot uiting te komen. De dominante stromingen verliepen volgens een noord-zuid as. Dit wordt afgeleid uit de schelpenoriëntatie. Door de oriëntatie van de ontsluiting konden we de dominante stroomrichting niet uit de sedimentaire structuren afleiden. In vergelijking met de ontsluiting Waterzuiveringsstation ontbreekt de intense bioturbatiezone, veroorzaakt door wormkokers. Deze blijkt overigens beperkt te zijn tot de omgeving van het Waterzuiveringsstation (1 km<sup>2</sup>). Specifieke kreekopvullingsstructuren komen hier voor (Foto III.7).

Zowel subtidale als intertidale megaribbels ontbreken. In de ontsluiting is gebleken dat de laterale overgang van de zandige bodemserie Ao, naar de meer kleihoudende serie A2 in het randgebied van de geuluitbreiding zeer geleidelijk verloopt. Deze bodemseries kunnen bij totaal verschillende sedimentatieomstandigheden zijn ontstaan, zoals bij de opvulling van krekken, bij de geleidelijke evolutie van zandwad tot hoogwad, uit getijdegeulen of zelfs bij verschillende trans- en regressiefasen.

## 2.4 ONTSLUITING BLAUWE TOREN

### 2.4.1 SITUERING EN PROBLEMATIEK

Deze ontsluiting was het meest noordelijk punt in het studiegebied waar we de Weichseliaan sequentie over zijn volledige dikte konden bestuderen. Hier komt een overdekt donk voor uit Pleistoceen materiaal, dat gedurende het Holocene nog is aangesneden door getijdegeulen zowel langs de oostelijke als langs de westelijke zijde. In het zuiden komt ook nog veen voor op het Pleistoceen substraat ( Fig. X.34. ). Achtereenvolgens bespreken we drie typeprofielen.

1. Ontsluiting Noord West waarbij vooral de Pleistocene sequentie aan bod komt.
2. Ontsluiting Noord Oost waar mariene Holocene sedimenten rechtstreeks op afzettingen voorkomen (vergelijk ontsluiting Waterzuiveringsstation).
3. Ontsluiting Zuid West waar de geulrandverschijnselen van de opge vulde Holocene getijdegeul wordt behandeld.



## 2.4.2 BESCHRIJVING VAN DE EENHEID UIT ONTSLUITING NOORD OOST

eenheid VS/Z1 ( --- / Om O.P.)

Fijn, bleekgrijs, kalkrijk zand met verspreide schelpkleppen. Een aantal subfacies worden onderscheiden:

- Z1a. parallel trogvormige sets ( tot 30 cm diep en 3m breed).
- Z1b. zeer platte trogvormige sets met verplaatste kleibrokken (gerolde en vooral afgeplatte - 25cm dik).
- Z1c. opgeplooid, oorspronkelijk micro-tabulair gelamineerde zone. De laminae zijn parallel naast elkaar kunnen blijven bestaan. De dikte van de parallel opgeplooid laag bedraagt tot 50cm.
- Z1d. homogeen verdeeld schelploos fijn zand.
- Z1e. tabulair gelaagd fijn zand.

eenheid VS/S2 ( Om / + 1m )

De sets hebben een zeer onregelmatige breedte met een afwisseling van schelpaccumulaties en kalkhoudend, grijs, fijn zand in planaire sets afgezet. De inhoud van deze schelpaccumulatie verschilt drastisch van die in de bovenliggende (S4). (Tabel IX.7. ).

eenheid VS/W3

Fossiele opgevulde ijswig. Trechtervormige structuur opgevuld met verticale humeuze slierten silexfragmentjes en geelgrijs fijn zand. Bovenaan 0,5m breed, tot 2m in Z1 doordringend. Nog dieper komt in het verlengde een spleetvormige verstoring voor.

eenheid VS/S8

Schelpaccumulatie met dominant Cerastoderma edule in zeer platte trogvormige sets afgezet.

eenheid VS/Z9

Fijn zand met verspreide schelpkleppen, dominant Cerastoderma edule niet in levenspositie. Er komt hoofdzakelijk een tabulaire gelaagdheid voor, onderbroken door ondiepe trogvormige sets. In het onderste deel zijn de schelpkleppen volgens preferentiële richtingen georiënteerd.

eenheid VS/K5

De bioturbatiezone ontbreekt. Grijs (N4) homogene dunne kleilaag.

## 2.4.3 BESCHRIJVING VAN DE EENHEDEN UIT ONTSLUITING NOORD WEST

eenheid VS/Z1 (lager dan -1.3m )

Fijn, grijs (N6) zand met verspreide schelpkleppen. Sub-horizontaal tabulair gelaagd. Afwisselend komen sets voor met



microribbelstructuren, rechtlijnige horizontale microlaminatie en flaserfiguren in feite geaccentueerd door iets fijner zand met veengruis.

eenheid VS/Z2 ( -1.3m/ -0.8m)

Afwisselend klei en fijn zandlaagjes, met verspreide schelpkleppen (Cerastoderma edule), planair tot samengesteld boegvormig gelaagd. De kleilaminae bestaan uit kleibrokjes, wat betekent dat het kleigehalte de energie in het afzettingsmilieu niet reflecteert. Deze laag heeft een uitgesproken grijze kleur (N5) in tegenstelling tot de hoger voorkomende eenheden. De bovenste kleilaminae hebben een scherp basisgrensvlak. Waar ze ontbreken is de kleurovergang geleidelijk.

eenheid VS/Z3 ( -0.8m/ -0.3m)

Plattrogvormige sets met fijn zand en kleiige tussenlaagjes. Dikwijls bestaan de kleilaagjes uit opeengestapelde klei-keitjes. De klei heeft een grijze kleur (N5). De tussenliggende zanden zijn bleekgeel (5Y8/3).

eenheid VS/Z4 ( -0.5m / + 0.4m )

Hoger verdwijnt het kleigehalte en komen verstoorde humeuze intercallaties voor met micro-inzakingsverschijnselen en druiptaaarten. Druiptaaarten met siphonvorm zijn aangetroffen ( Fig. X.35. ). Naar boven toe zijn deze verstoringen groter en komen ze frequenter voor.

eenheid VS/L5 ( +0.3m/ +0.5m)

Homogene zandige leem tot lemig zand. Licht geelbruin (10YR 6/4) gekleurd. Deze laag is meestal slechts enkele centimeter dik, behalve waar trogvormige inwendige homogene sets voorkomen waarin heel wat wit verweerde broze Cerastoderma edule schelpkleppen aanwezig zijn. Waar deze laag dun is, daar is de basis ook in inzakkingsstructuren opgenomen (micro-druiptaaarten). Deze veenlaag is postsedimentair door vorstwiggen doorsneden.

eenheid VS/G6

Deze vorstwiggen en de top van de leemlaag zijn bovenaan geërodeerd. Op het erosievlak komen verspreide fijne grintfragmentjes (dominant silex) voor.

eenheid VS/Z7 ( - - / +3.5m )

Lichtgrijs (2.5Y 7/2) fijn zand. Meestal is het subhorizontaal tabulair gelaagd met laminae breedte tussen enkele millimeter tot een tweetal centimeter. Deze laminatie is zeer vaag. Onderaan komen humeuze laminae voor, alternerend met meer zandige laminae. Deze humeuze laminae zijn gecryoturbeerd, met opstuwings- en inzakkingsstructuurtjes, zelden chaotische sedimentaire structuren.

eenheid VS/K10

Bodemstructuren zijn niet waargenomen. De bovenste 1.5m konden wegens veengroeiing niet worden bestudeerd. Meestal is de bovenliggende klei verstoord.



#### 2.4.4 BESCHRIJVING VAN DE EENHEDEN UIT ONTSLUITING ZUID WEST

Hier konden enkel Holocene getijdegeul, zandwad-en hoogwadsequentie worden bestudeerd. De sequenties zijn afgezet in het meest westelijk uitbreidingsgebied van de getijdegeul. De noord-zuid georiënteerde ontsluiting verloopt min of meer parallel met de oriëntatie van de geul, waardoor het subhorizontaal karakter van de sedimentaire structuren kan worden verklaard.

eenheid VS/Z9 (lager dan +2m )

Fijn, schelphoudend zand. Cerastoderma edule is dominant. Ensis siliqua fragmenten, naast Scrobicularia plana, Macra corallina plistonederlandica komen in de schelpaccumulaties voor op de diepere erosievlakken. Microsequentie 1 ( p.169 ) met alternerende microribbels en tabulaire laminatie is typisch tussen 0m en +1m. Pseudo-tabulaire tot planaire macrostratificatie komt voor. Tot bovenaan is de schelpfractie relatief belangrijk en getuigen de sedimentaire structuren van de energierijke omstandigheden.

eenheid VS/K10

De bovenste kleilaag heeft een zeer complexe samenstelling. Dikwijls komt aan de basis van de kleilaag een humeuze vegetatiehorizont voor. In de zone tussen +2m en +3m neemt het veengruisgehalte, met het voorkomen van aanrijkingshorizonten, toe. Dit is overigens een vrij algemeen verschijnsel op het noordwestelijk deel van het kaartblad. Blijkbaar ligt het kritisch afzettingsniveau van veengruis iets onder dit van de klei. Overigens bevat de bovenliggende kleilaag een aantal subhorizonten en sporen van opgevulde restkreken. Het is veeleer de kleur die wisselingen vertoont in parallelle banden, dan de samenstelling. Een vaag humeus niveau (vegetatiehorizont) en sporen van uitloging komen in de kleilaag voor.

#### 2.4.5. ALGEMENE INTERPRETATIE

##### De Eemiaan afzettingen

Eenheden VS/Z1, VS/Z2, en VS/S2 behoren tot de mariene Eemiaan sequenties. Fluviatiele erosiefasen tijdens het Weichseliaan hebben de Eemiaan afzettingen differentieel aangesneden, waardoor het oppervlak van de mariene Eemiaan afzettingen hoogteverschillen van 1.5m over enkele tientallen meter kunnen aannemen. De compacte, schelparme zanden vertonen onderaan zeer wisselende facies. De aanwezige kleikeien wijzen op schuiftransport. Slumpstructuren worden aangetroffen.



De sequentie VS/Z1 - VS/S2 behoort tot de eenheid Z4c en bovenaan tot Z4s. Hier komen de onderste strandafzettingen en near-shore sedimenten voor. De schelpeninhoud van VS/S2, met dominant Donax vittatus en Angulus tenuis, kan een aanwijzing zijn voor het zeer ondiep, open mariene milieu waarin belangrijke waterbewegingen optraden ( Tabel IX.5. ).

#### De Weichseliaan afzettingen

Aanvankelijk kwam fluvioperiglaciaire werking voor in een verwilderde systeem, waarbij Eemiaan wad werd verwerkt (vandaar de kleikeien). Verstoringen door cryoturbaties ontbreken in deze lagen. De aggradatie werd eerst zandiger, wat hier niet op een toename van de energie wijst, doch op een afname van de potentiële erosie van kleilagen. De fluviatiele afvoer die gebeurde in een brede overstromingsvlakte werd onderbroken met de vorming van venige niveau's. Gezien het doorlaatbaar karakter van de lagen, moet de watertafel vrij dicht tegen het oppervlak hebben gelegen. Tussen de vegetatiehorizontjes is zand afgezet dat evenwel uitgesproken homogeen was en als dusdanig moeilijk bij eolische of fluviatiele sedimenten onder te brengen. Uiteindelijk is leem afgezet door fluviatiele werking, waarbij weeral Eemiaan mariene afzettingen werden bewerkt. De humeuze en lemige lagen zijn over een breedte van 80cm gekenmerkt door inzakkingsverschijnselen in een waterverzadigde laag. Men kan zich afvragen of de verschillende verstoorte niveau's, verschillende fasen vertegenwoordigen van inzakking of als ze zijn ontstaan in één bepaalde fase waarbij de opdooilaag minimum 80cm dik was. In elk geval is de permafrost geaggradeerd, waarbij de verstoringen gefixeerd werden. De resten van de ijs- en vorstwiggen tonen aan dat de bevroren laag op de beschouwde plaatsen zeker het peil +0.5m heeft bereikt. De druipstaartniveau's in de ontsluiting zijn dus ontstaan vóór de ijswiggen!

Hier kan ook aangetoond worden dat bepaalde vorstwiggen ontwikkelden als het grint reeds was aangevoerd en gedeeltelijk was aangerijkt.

Hoe hoog het opvullingsvlak lag vóór de fluviatiele fase met aanvoer van grint enerzijds en na opvulling van geulen an-



derzijds hebben we niet kunnen nagaan. Na een algemene eolische denudatie, hier vertikaal beperkt door de leemlagen, bereikt het grintaanrijkniveau het peil +0.3m. In de diverse ontsluitingen valt wel de diversiteit op van de sedimenten onder dit denudatieniveau. Boven de grintlaag 5VS/G6) komt een zeer zandige facies van eenheid NE voor, met het gecryoturbeerd bodemcomplex aan de basis (NE/V1). Meer uitgesproken sedimentatieomstandigheden heersten bij de afzetting van de bovenste laag. De eolische en micro-eolische afzettingen vormden een rug die aansluit bij de rug ten noorden van de Meetkerkse Moere. Deze rug is gedurende het laatste deel van het Holoceen grotendeels opgeruimd. Achter deze rug is eerst veen gevormd. De rug stak als een donk uit in het veenlandschap. Ook dit veen is later door getijdegeulwerking grotendeels opgeruimd.

De westelijke oever van de bestudeerde getijdegeul bewijst dat hoog energetische omstandigheden heersten tot in de latere fasen van opvulling. Het voorkomen van een tussenliggende vegetatiehorizont ( op +2.9m) die rust op de intertidale zandwadafzettingen die bij de geul aansluiten, is hier opmerkelijk. Het feit dat weinig gerolde Romeinse potscherven zijn aangetroffen, wijst op gering transport van materiaal na of tijdens de Romeinse periode. Enkele meter oostwaarts is het vegetatieniveau geërodeerd.

Hieruit kan volgende evolutie afgeleid worden. Na de veenvorming heeft zich op de veenplaten hoogwadvorming voorgedaan. Een getijdegeul is uitgeschuurd en opgevuld. Tijdens daarop volgende algemene verlandingsfase trad zelfs lokale veenvorming op. Het gebied werd door de Romeinen bewoond. De hoogte van het vegetatiehorizontje ( op +2.90m) is sterk vergelijkbaar met dit te Bredene waarop de Romeinen zich vestigden. Hernieuwde activiteit van de getijdegeulen zorgde voor erosie van het vegetatieniveau en herwerking van (Romeinse) bewaringsresten.



## 2.5 ONTSLUITING DUDZELE NOORD

### 2.5.1 INLEIDING

Eind 1984 werd een ontsluiting van 3 tot 4m vrijgemaakt tussen Lissewege en de weg Zuienkerke-Dudzele en dit volgens een noord-zuid traject langs de Spoorweg. Reeds vroeger was een ontsluiting vrijgekomen langs de weg, die vooral toeliet kreekafzettingen te bestuderen. De bodemseries lieten niet vermoeden dat hier veen in de ondergrond zou voorkomen. De ontsluiting situeert zich echter ter hoogte van de westelijke uitbreiding van de geul Blankenberge-Brugge en in een belangrijk deel van de ontsluiting wordt de algemene organische eenheid aangetroffen, rechtstreeks op het Pleistocene substraat. De belangrijkste typesequenties van de bovenste klastische eenheid werd hier gedefinieerd.

### 2.5.2 BESCHRIJVING VAN DE EENHEDEN

eenheid DN/Z1 ( --- / Om )

Zeer fijn tot fijn zand, homogeen verdeeld, nagenoeg leem en kleilloos. Z1 is nagenoeg kalkloos. Plaatselijke insijpelingsverschijnselen veroorzaakten vertakkende laminae. Bovenaan is Z1 begrensd door een discontinue grintvloertje waarbij de grintpartikels (silex en zandsteentjes) niet groter zijn dan 0,5cm. De eenheid is secundair verstoord. Kleine (vorst)wiggen en micro-instulpingen bezorgen het geheel een nogal chaotisch uitzicht. Postsedimentaire bodemvorming (podzol) draagt bij tot de homogeniteit.

eenheid DN/Z2

Zeer fijn, leemhoudend, kalkloos zand dat nagenoeg over zijn volledige dikte aan bodemvorming onderhevig is geweest, waarbij de Ap. zandige horizont zelfs bewaard is gebleven. Een uitlogingsniveau van  $\pm 15$ cm is algemeen aanwezig. De aanrijkingzone bestaat uit een okerkleurig lemig zand dat een donkerbruine goed compacte zandlaag van  $\pm 15$ cm bedekt. De overgang van de zandige Ap naar het veen Z3 is eerder geleidelijk. Een zekere doorgroeiing van wortels heeft zich vanuit het veen in Z2 voorgedaan.

eenheid DN/V3

Houtveen. Over de gehele dikte komt een stapeling van houtfragmenten voor (takken, vooral Betula, wortels, twijgjes, stammen en zelfs bladresten).



Een overgang naar zuiver mosveen is niet waargenomen. De dikte van de veenlaag is wisselend, functie van de latere erosie. Waar het veen tot 2m dikte bereikt, gaat het eerder geleidelijk over in de bovenliggende zeer humeuze klei. In de andere gevallen is het contact erosief. Onderaan komt een tot 5 à 10cm brede veenlaag voor met kleine plantenfragmenten. Daarop ligt het houtveen met hoofdzakelijk platliggende houtfragmenten van diverse grootte. De bovenste halve meter bevat minder grove houtresten waarin vooral vertikaal georiënteerde wortelresten zijn aangetroffen. In bepaalde zones is de verwerking sterker doorgegaan en is het veen zelfs amorf. Op een bepaalde plaats komt een vertikale smalle wig voor, opgevuld met klei, 30cm breed bovenaan tot 3cm onderaan en zelfs tot in de onderliggende laag doordringend. Deze wig is opgevuld met klei uit de bovenste klastische eenheid. In het bovenste brede gedeelte van deze wig komt horizontale micro-laminatie voor met veengruis tussen de kleilamellen. Dieper komt zelfs vertikale gelaagdheid voor met een doorademing met wit zeer fijn zand. Het veen is langs die wig uitgesproken amorf. De veenlaag komt in het zuidelijk deel van de ontsluiting niet voor. De helling van het erosievlak dat het veen aansnijdt, is zeer gering zodat de turflaag geleidelijk dikker wordt. Meer noordwaarts komen zones voor waarin het veen werd geërodeerd door zijgeulen of -kreeken van de hoofdgeul. Daar kan het nochtans dikke veenpakket over korte afstand geërodeerd zijn.

eenheid DN/K4

Wat betreft de bovenste klastische eenheid onderscheiden we het deel van de ontsluiting waar veen in de ondergrond aanwezig is en het deel waar het veen door erosie werd aangetast.

#### De zone met veen in de ondergrond

##### TYPESEQUENTIE A.1.1.

Een continue kleisequentie is humeus, donkergrijs aan de basis. Vervolgens komt een donkergrijs tabulair gelaagd facies voor met alternerende zware klei en leem. Soms wordt die eenheid zelfs zandig, afhankelijk van de afstand tot de kreekopvullingen. De bovenste meter vertoont meestal oxidatieverschijnselen en kan verschillende kleisoorten omvatten.

##### TYPESEQUENTIE A.3.2.

Lateraal kan A.1.1 overgaan op de sequentie A.3.2 waarbij de zandige laag op zijn beurt kan bestaan uit een complexe successie van meer kleiige en meer zandige zones. Dikwijls komt dit facies voor waar het veen reeds enigszins door erosie is aangetast en de bovenliggende klastische sequenties meer dan



2m hebben. In de besproken ontsluiting komen meerdere erosieve contacten voor doch deze hebben niet dezelfde betekenis als te Bredene bijvoorbeeld (typesequentie A.3.1) waar de onderste kleiige eenheid scherp erosief begrensd is en door een zandlaag wordt bedekt. De aangetroffen erosieve contacten houden hier verband met de schubvormige opbouw van de geulrandfacies, niet met de laterale migratie van een getijdegeul naar de veenplaat toe (Bredene).

#### TYPESEQUENTIE A.2.

Enkel waar zijkreken de hoofdgeul vervoegen, komt deze sequentie voor, waarbij de kleiige lagen sterk wisselende dikte hebben. Beneden het peil +2,5m is de kleilaag evenwel niet continue en komen zandige tussenlaagjes voor (enkele mm. tot 10cm). De overgang van de klei op het onderliggende zand ligt meestal in de buurt van het kritisch niveau voor het onderscheid tussen A.2.1 en A.2.2 .

#### De zone waar veen ontbreekt

#### TYPESEQUENTIE B.2.

Er komt een schubvormige opbouw voor van co-sets met longitudinale kruisgelaagdheid. De hellende eenheden zijn samengesteld uit sets met getijdegelaagdheid, met flaser, lenticulaire eenheden en homogene venige en humeuze kleilagen. Inwendige erosieoppervlakken komen duidelijk tot uiting.

### 2.5.3 STRATIGRAFISCHE EN SEDIMENTGENETISCHE INTERPRETATIES

Verschillende aspecten van deze ontsluiting komen aan bod in het hoofdstuk Holocene (typesequenties van de bovenste klassieke eenheid) en in het hoofdstuk Typische wadsequenties (o.a. geulrandsequenties). Ook de besluiten in verband met de geulmigratie worden op een andere plaats weergegeven. Vooral interessant is dat hier het laterale verband tussen de ver-



schillende typesequenties tot uiting komt.

Zo worden A.1.1 ; A.3.2 ; A.2 hier dikwijls aangetroffen. B.2.2.1.3 ; B.2.2.1 ; B.2.1.1 overeenkomstig een overgang van op de veenplaat naar de getijdegeul.

Ondanks het feit dat de aanwezige bodemseries wijzen op een successie van verschillende transgressiefasen die zouden weerspiegeld zijn in het lichter oppervlakkig dek, konden wij geen enkel argument in de ontsluitingen afleiden die dit zou bevestigen. Inwendige erosieoppervlakken hebben geen stratigrafisch belang, vegetatiehorizonten ontbreken en bodemvorming heeft de bovenste halve meter aangetast. Macroscopisch konden we aldus slechts één continue wadfase detecteren, een fase die overigens wel gekenmerkt werd door intense verschuivingen van de submilieu's.

In deze ontsluiting troffen we structuren aan die elders in de wadsequenties van het oostelijk deel van de kustvlakte niet konden worden waargenomen.

- De belangrijke aanwezigheid van veengruis en humeus materiaal in de randzone wijst op continue bewerking van het veen. Op bepaalde plaatsen komen zelfs veenlaagjes voor die slechts na grondig onderzoek als herwerkt konden worden geïnterpreteerd.
- Het is opvallend dat de kleisedimentatie geconcentreerd blijkt tot het gebied in de omgeving van de veenplaat. Waar het veen volledig ontbreekt wordt klei beneden het peil +1.5m nauwelijks aangetroffen.
- Sedimenten, getuigend van kalme omstandigheden worden afgezet op een oppervlak dat op zijn beurt getuigt van intense erosie, dus op hoog energische omstandigheden, vermits zelfs het veen werd aangetast.

In de longitudinale kruisgelaagde sets komen discordante inwendige erosieoppervlakken voor. De gelaagdheid die na de erosiefasen tot stand kwam verliep meestal niet parallel met dit vlak, het had een onlap-karakter. Dit was eveneens het geval tegen het basiserosieoppervlak aan.

Longitudinale kruisgelaagdheid (type A) werd in deze ontsluiting gedefiniëerd. Lenticulaire gelaagdheid, overigens vrij zeldzaam in de bestudeerde sequenties, komt voor in de kruisgelaagde sets. Microribbelstructuren (golflengte 15 à 25cm) met veengruis en kleiïntercallaties komen voor (Foto III.6).



### 3. DE GETIJDEGEUL VAN BRUGGE-BLANKENBERGE.

#### 3.1. HET ZEEWAARTS GEDEELTE TUSSEN BLANKENBERGE EN ZEEBRUGGE

Waar voor alle andere getijdegeulen in het oostelijk deel van de kustvlakte nog resten zijn overgebleven van de duingordels, die vooral bij de ultieme verlanding optraden, zijn hier geen sporen overgebleven van vingervormige duinuitbreidingen. Latere kustregularisatie kan deze vormen geërodeerd hebben. In elk geval lag de monding verder zeewaarts dan de actuele kustlijn.

#### 3.2. HET DEEL TEN ZUIDEN VAN LISSEWEGE

Het lateraal breder worden van het inbraakgebied is opvallend ten noorden van de bedolven Pleistocene rug van Meetkerke, aansluitend op het donk van Kasteel ten Berghe en ten zuiden van de lijn Zuienkerke-Dudzele.

Het is het gebied waar de getijdegeul in diverse zijtakken is opgesplitst en grote bochten maakt.

Verder zuidwaarts zijn een aantal van die takken te individualiseren.

- De belangrijke vertakking ten oosten van het donk Kasteel ten Berghe aansluitend op een krekensysteem ten zuidoosten van Koolkerke.
- De vertakking ten westen van Kasteel ten Berghe, ter hoogte van het Zeebruggekanaal met westelijke aftakking naar Sint Pieters.
- De vertakking van de Blankenberge Steenweg die ten noorden van Sint Pieters met de vorige zijtak samenloopt.

Resten van grote donken in het veenlandschap zijn tussen Dudzele en Damme buiten de invloed van de getijdegeul van Brugge aangetroffen.

Deze belangrijke "donken" in het veenlandschap hebben de laterale verbreding mee bepaald van de geul van Brugge tussen Zuienkerke - Meetkerke - Koolkerke - en Dudzele. Op de figuur V.3. wordt het systeem van de geulverplaatsing en geulvertakking alsook de donk-erosie weergegeven, toegepast op de geul Blankenberge - Brugge.



Ter hoogte van Kasteel ten Berghe, tussen Meetkerke en Damme moet een rug in het Pleistoceen substraat zijn voorgekomen die er nu voor zorgde dat het veen er op grote hoogte kon ontwikkelen. Bepaalde donken zijn volledig opgeruimd omdat ze niet hoog genoeg waren om de intense erosie te kunnen weerstaan. Vermoedelijk bestond een vrij aaneengesloten donk in het veengebied tussen Meetkerke en Kasteel ten Berghe die door latere getijdegeulen gefragmenteerd is. De vertakkingen van de geul ontstaan in de laagste zones van de rug. Ten oosten van Brugge en ten westen van Koolkerke moet zich het dal hebben bevonden van de Reie. Dal dat door deze rug was gebroken vóór de veenvorming. Achter de rug en vervolgbaar in onregelmatig bewaarde zones, ook ten oosten van het Kasteel ten Berghe, komen dikke veenpakketten voor met eutroof karakter. De dikke veenlaag heeft sommige donken beschermd tegen de invloed van getijdegeulen.

### 3.3. DE SEDIMENTVERDELING IN DE GEULEN VAN BRUGGE

Op de kaart II.18. wordt de uitbreiding van de subtidale gedeeltes van de getijdegeulen weergegeven.

De geul van Brugge heeft een maximale diepte van 7m in de meer zuidelijke uitbreiding, tot 10m in het noordelijk deel van het kaartblad. De insnijding is vrij breed ten opzichte van zijn diepte.

Het westelijk gedeelte en het deel aansluitend bij de geulen van Stalhille zijn gekenmerkt door verlandingsverschijnselen met kleisedimentatie tot zelfs op het peil -4m, meestal echter niet beneden Om (zie ontsluiting Blankenberge Steenweg, MOSTAERT, 1980 ).

Het oppervlakkig kleidek vermindert in dikte en in zwaarte naar het oosten toe. Dit wordt geïllustreerd in een afgeleide kaart uit de bodemkaart ( Kaart X.1.) waarop de oppervlakkige sedimenten worden weergegeven. Meestal bestaan de sequenties uit een dunne bedekkende kleilaag, overgaand op een fijn tot middelmatig fijn, schelphoudend zand. In een belangrijke zone ontbreekt het kleiig dek (zand tot zavel aan het oppervlak), vooral in het gedeelte ten zuiden van Dudzele.



### 3.4 TRANSGRESSIE- EN REGRESSIECYCLI

De zone met dagzomende zandige sedimenten sluit aan bij een strook die in noordoostelijke richting afbuigt ter hoogte van Dudzele inplaats van de brede zone te volgen naar Blankenberge in noordwestelijke richting.

Deze zone is ontstaan als oeverwallen tussen de schorren bij de verlanding van de kreken. Meer noordwaarts komt de normale sequentie voor met getijdegeulomstandigheden, evoluerend tot zandwad en tot hoogwad. Bij geulreactivatie zullen in verschillende transgressie- en regressiefasen bij voorkeur de fossiele opgevulde getijdegeulpatronen gevolgd worden wegens de differentiële erosiegevoeligheid van het zand en veen.

De patronen van geulvormen ingesneden in het veen vertegenwoordigen ontegensprekelijk verschillende erosie en accumulatieve fasen die echter niet noodzakelijk met afzonderlijke regressies en transgressies te maken hebben.

Op bepaalde plaatsen wordt erosief op de hoogwadsequentie klei aangetroffen met baksteenresten en Scrobicularia plana in levenspositie. Ze komen voor over een grote oppervlakte en dit facies is niet gebonden aan een kreekpatroon. Er moet worden benadrukt dat kreekinsnijdingen in de zandplaats sedimenten niet aan verschillende transgressie-regressiefasen mag worden toegeschreven. Meestal echter vertegenwoordigen de sequenties in de geul Blankenberge-Brugge slechts één enkele cyclus met erosie bij de transgressie en opvulling tot verlanding tijdens de relatieve regressie.

### 3.5 DE MIGRATIERICHTING AFGELEID UIT DE SEDIMENTSEQUENTIE EN DE GEUL BRUGGE-BLANKENBERGE.

Een netto migratierichting van het gehele systeem kon niet worden afgeleid. De interpretatie is in hoge mate bemoeilijkt door het samengesteld karakter van de geul van Brugge. De opvulling gebeurde door een geleidelijke aggradatie op zandplaten met zwakhellende oppervlakken met daartussen een zeer labiel en complex geulensysteem. De geulen die voorkwamen, hadden een breedte van verschillende meter. De dimensie van



deze geulen verminderde naarmate de zandplaten hoger opgroeiden. De netto migratierichting van het geulensysteem is op alle plaatsen vanaf het zeegat tot de landwaartse grens niet gelijklopend geweest.

De volgende bevindingen gaan dan ook enkel op voor het gedeelte van de geul tussen Koolkerke en Dudzele.

Er kunnen argumenten naar voor worden gebracht voor een netto migratie in oostelijke richting.

De evolutie zou dan vrij gelijklopend zijn met die van het Zwin, waarbij evenwel dient opgemerkt dat de laterale verplaatsing van de Zvingeul in landwaartse gedeeltes, zeer beperkt was tussen Sluis en Damme.

Het lichter worden van de oppervlakkige sedimenten en het minder dik worden van de kleibedekking naar het oosten toe onder de geul van Brugge-Blankenberge ( Kaart X.1.) kan te wijten zijn aan:

- de klei-zandgrens komt in de loop van de tijd hoger te liggen door de stijgende zeespiegelstanden tijdens de opvulling;
- in de eindfase komen de hoogste zandafzettingen voor in de oeverwalsystemen. Vermits deze zich hoofdzakelijk in het oostelijk deel van de geuluitbreiding bevinden, heeft de migratie zich dan ook voornamelijk in die richting doorgezet.

De onderste geulstructuren zouden zich in die optiek in het meest westelijk gedeelte van de geuluitbreiding bevinden. Daar tegenover staat dat de verhoging van de grens klei-zand te maken kon hebben met veranderde energie bij de opvullingsfazen waardoor beide migratierichtingen in principe mogelijk zijn. Bovendien geven de zandgeulfacies op bepaalde plaatsen eerder indicaties van westwaartse verschuivingen (ontsluiting Dudzele Noord) nadat de geul zijn maximale oostelijke uitbreiding bereikt had. Deze plaats ligt gesitueerd ter hoogte van de binnenbocht van een meander en de sedimentaire structuren wijzen op point-bars. De westelijke oever van een geul in de ontsluiting Blauwe Toren is erosief en getuigt van hoogenergetische omstandigheden bij de opvulling. Verlandingsfacies en krekens ontbreken er.

Gesuperponeerd op de hoge zandplaat tussen Koolkerke en Kasteel ten Berghe, komt een krekenspatroon voor met inwendige structuren, wijzend op migratie in diverse richtingen.



In het westelijk uitbreidingsgebied (tussen Meetkerke en Zuienkerke) van de geul Blankenberge-Brugge, komen getijdeafzettingen voor die werden afgezet onder zeer kalme omstandigheden bij de ultieme verlandingsfazen van het wad. Het lagere niveau van de overgang zand tot klei kon er het gevolg zijn van de verminderde energie bij de eindfase van de wadopvulling.

Er mag ook niet worden uitgesloten dat de geul van Brugge een nog complexere ontwikkeling zou hebben gehad met het afzonderlijk ontwikkelen van een geul tussen Brugge en Heist. Bij deze fase zouden dan de hoogvoorkomende oeverwallen zijn afgezet en dit na de verlanding van de grootste delen van de geul Blankenberge-Brugge.

Uit de sedimentsequenties leiden we af of de getijdegeulen door vertikale aggradatie werden opgevuld of door differentiële aggradatie en erosie in een bepaalde richting migreerden. In geval de migratie van de accumulatieve oever sneller evolueerde dan die langs de erosieve, vermindert de grootte van de geul. De subtabulaire tot planaire macrostratificatie zou eerder in de richting van de eerste hypothese wijzen. Relatieve verschuivingen komen tot uiting in de superpositie van ebdominante en vloeddominante megaribbels. Deze kunnen slechts voorkomen en bewaard blijven in bepaalde preferentiële posities in een geul of op een plaat (VAN DEN BERG, 1980). Op figuur X.37. wordt een voorbeeld uitgewerkt voor de ontsluiting Waterzuiveringsstation. De vloeddominante megaribbels zijn op een zandplaat afgezet. De ebdominante komen dieper voor. Ze liggen verspreid en op verschillende niveau's. De ebdominante megaribbels zijn in een geul afgezet die een — oostelijke migratie kent onder invloed van een meer noordelijk gesitueerde hoofdgeul. Op de zandplaten heersen vloeddominante stromingen waarbij ook megaribbels gevormd worden. Enkel de vloeddominante megaribbels op de westelijk gesitueerde plaat hebben bewaringskansen. De ebdominante komen onder oeverwalafzettingen en geulopvullingen terecht en worden dus ook fossil bewaard.

Dit toegepast model is tot stand gekomen door vergelijking met het model opgesteld door de Roggenplaat en de Oosterschelde (VAN DEN BERG, 1980).



Het is één van de mogelijke verklaringen voor de specifieke combinatie van ebdominante en vloeddominante megaribbels in de sequentie.



## F. TESTGEBIED: HET OUDLAND MEETKERKE-HOUTAVE

### 1. INLEIDING EN PROBLEEMSTELLING

Op het testgebied Houtave zijn relatief weinig veldwaarnemingen verricht. Er zijn evenwel een groot aantal gegevens beschikbaar (Geologische Dienst, het archief van de Rijksuniversiteit- Gent en het Rijksinstituut voor Grondmechanica).

Voor al de Holocene sequenties komen in de ontsluitingen en het boorprofiel B aan bod. Het boorprofiel wordt in verband met de problematiek van inklinking en compactie gedetailleerd behandeld ( hoofdstuk VI Geomorfologie ) . De gegevens worden verwerkt in de profieltypekaart van het Holoceen ( Kaart II.12. ).

De uitbreiding van de subtidale sedimenten van de bovenste klastische eenheid wordt weergegeven ( Kaart II.18. ). Daarnaast is een kaart opgemaakt met de basistopografie van de algemene organische eenheid ( Kaart IV.1 ).

Door het ontbreken van ontsluitingen konden nauwelijks gegevens worden verzameld in verband met de Weichseliaan afzettingen.

Een kaart met de actuele uitbreiding van hoogwadafzettingen van het Eemiaan interglaciaal (zowel behorend tot K1 als K3) en met de landwaartse uitbreiding van de Mariene Eemiaan lagen worden bijgevoegd ( Kaart II.9. ). Gegevens in verband met de Tertiaire lagen werden behandeld bij de algemene bespreking van het Tertiair substraat (hoofdstuk II.1. De Tertiaire eenheden).

De lithologische karakteristieken van het Tertiair substraat zijn op een kaart weergegeven, aangevuld met de correlatie met gekende lithostratigrafische eenheden (Kaart II.2 ).

Een kaart met de basistopografie van het Kwartair is geconstrueerd ( Kaart II.3 ).

### 2. UITBREIDING VAN DE MARIENE-EEMIAAN AFZETTINGEN.

Ten noordoosten van Jabbeke verloopt de meest landwaartse uitbreiding van Eemiaan wadafzettingen ongeveer identiek met de poldergrens ( Fig. II.9. ).

De poldergrens is bepaald door de opduiking van het Weichseliaan substraat.



De Eemiaan uitbreiding wordt beperkt door de opduiking van het Tertiair. Het paleotopografisch oppervlak aan de basis van het Kwartair en aan de basis van het Holocene, verloopt min of meer parallel. Weichseliaan pakket is ter hoogte van de Polderrand relatief dun (1 à 2 m). Mede door het feit dat de hoogste mariene Eemiaan sedimenten 2m lager liggen dan de Holocene en het Tertiaire substraat  $\pm 2$ m onder het maaiveld voorkomt in de randgebieden, wordt hierdoor gelijkaardige uitbreiding verklaard. Ten noorden van Jabbeke is de maximale uitbreiding van de mariene Eemiaan lagen zeewaarts gedrongen door de aanwezigheid van een Tertiaire opduiking. Dit Tertiair substraat lag niet hoog genoeg of werd gedurende het Weichseliaan dermate geërodeerd dat de mariene Holocene fasen verder landwaarts konden doordringen. Ten noordwesten van Jabbeke is gedurende de Eemiaan transgressie tot zeer ver zuidwaarts sediment afgezet in een diepe versneden inham. In die insnijding zijn voornamelijk kleiige hoogwadafzettingen aangetroffen. In de randzone liggen die kleien meestal boven het peil -4m. De mariene Eemiaan lagen komen daar verder landwaarts dan de mariene Holocene lagen. De maximale Eemiaan uitbreiding verloopt niet zo rechtlijnig als de actuele polder-rand. In de randzone bestaan de Eemiaan afzettingen voor uit kleiige waddenafzettingen, die aanzienlijke diktes kunnen bereiken en over relatief korte afstand tegen het opduikend substraat kunnen uitwiggen. De dikte van de Holocene hoogwadsedimenten overschrijdt zelden de 2m. Zeewaarts is de uitbreiding van het Eemiaan hoogwadcomplex beperkt. De zeewaartse begrenzing verloopt nagenoeg parallel met de actuele poldergrens, nl. twee tot drie kilometers ten noorden van de poldergrens.

De eenheden K 1 en K 3, komen zonder onderbreking in superpositie voor, behalve in het uiterste noordoosten van het uitbreidingsgebied op het kaartblad Houtave. Dit impliceert dat de meest landwaartse kustbarrière (Z 2) die de waddenfase afsloot, zich hoogstens op dezelfde plaats of zich zeewaarts bevond ten opzichte van de meest landwaartse positie van de barrière, die de wadsequenties K 3 beschermden.

Ook op het kaartblad Houtave worden inverse hoogwadsequenties aangetroffen die naar boven toe verlichten. Tussen de peilen -3.5 à -4m. komen de zwaarste kleien voor. In de uiterste randzones worden ze ook op hogere niveau's aangetroffen.



De gegevens over dieper voorkomende lagen zijn te schaars om verstrekkende conclusies te kunnen trekken over de meer zee- waarts gesitueerde mariene zanden. Zanden met wisselende granulometrische kenmerken worden aangetroffen.

We onderscheiden volgende facies:

- schelprijke basisfacies (vergelijk Z2n)
- kleihoudende fijne zanden (vergelijk Z4c en Z4n)
- schelparme zanden (vergelijk Z4c)

Molluskenfauna's verschillen inhoudelijk niet van die op het kaartblad Brugge. De zone met de Amygdala-rijke lagen situeert zich ook hier in de meest landwaartse uitbreiding van het zand-complex (dit is ten noorden van het gebied waar voornamelijk hoogwadkleien voorkomen).

Zowel fauna's wijzend op open-mariene omstandigheden, als wadden-fauna's komen voor ( vooral bovenaan).

De verschillende lithofacies, behorende tot de mariene Eemiaan sequenties, zijn volledig vergelijkbaar met die in het meer oostelijk deel van de kustvlakte te Brugge. Door het feit dat de twee onderscheiden, meest landwaartse kustlijnen ( Z2 en Z4 uit de Eemiaan sequenties) zich lateraal anders hebben uitgestrekt, is het onderscheid tussen de twee periodes met maximale landwaartse kustbarriere uitbreiding, niet tot uiting gekomen, behalve in het meest oostelijk deel van het kaartblad Houtave.

Er zijn hier aanwijzingen dat de paleotopografie in het Tertiair reeds tot op het peil -7m bestond, vóór de mariene invloed zich deed gelden gedurende het Eemiaan en dat tot op dit peil andere Kwartaire sedimenten nagenoeg ontbreken.

### 3. ONTSLUITING JABBEKE

#### 3.1 SITUERING EN PROBLEMATIEK

Door ruilverkaveling zijn in de streek tussen Houtave en Jabbeke talrijke ondiepe ontsluitingen vrijgemaakt, meestal tot in of onder de veenlaag (de algemene organische eenheid/basisveen). Ontsluiting Jabbeke situeert zich in de randzone van de Polders, ten noorden van het kanaal Brugge-Oostende.

De volledige Kwartaire sequentie kan er in de tot 3m diepe ontsluiting worden bestudeerd.



## 3.2 BESCHRIJVING VAN DE LITHOLOGISCH HOMOGENE EENHEDEN ( Fig. X.38)

eenheid J/ZKo (--/+ 1.0 m)

Grijsgroene (5G5/2) zandige klei, homogeen verdeeld met verspreide zandsteenbrokken.

eenheid J/G1

Grintvloer, verspreid voorkomend op het onregelmatig, erosief oppervlak aan de top van ZKo grintfragmenten ( $\emptyset$  1 à 3cm).

eenheid J/Z2

Fijn tot zeer fijn glauconiethoudend zand, bleekgroen (5 G7/2 ). Z2 is vrij homogeen verdeeld. De laag komt voor tot rechtstreeks onder de veenlaag V4, op plaatsen waar het bodempeil ontbreekt.

eenheid J/Z3

Granulometrisch verschilt Z3 nauwelijks van Z2. Glauconiet ontbreekt. De kleur is lichtgrijs (2.5 Y7/2). Bovenaan komen restanten voor van een bij vochtige omstandigheden ontwikkelde podzol.

eenheid J/V4

De veenlaag bestaat meestal uit een amorfe massa met verspreide houtfragmenten. Doorworteling komt in die onderliggende lagen niet erg frequent voor. De morfologie van de bovengrens is afhankelijk van eventuele veenontginning. Dit oppervlak verloopt meestal subhorizontaal. Op bepaalde plaatsen is de overgang scherp erosief, met bewaarde veenmuurtjes van een 30-tal cm hoogte, tot 1m breedte en met nagenoeg verticale zeer scherpe begrenzingen. Op andere plaatsen bestaat de overgang uit een zeer humeuze klei, overgaand op roestig gevlekte plastische klei.

eenheid J/K5

Kleicomplex K5 is 50 tot 70cm dik in het zuidelijk ontsluitingsgedeelte en neemt toe in dikte in noordelijke richting.

Ka: ongestructureerde, weinig compacte, kalkloze tot kalkarme, zandhoudende klei.

Kb: homogene zware klei tot klei die bovenaan kalkloos is en aan de basis humeus. Scrobicularia plana kleppen komen voor in levenspositie tot 30cm onder het maaiveld (maximaal peil +2,5m). Hydrobidae zijn zeer zeldzaam. Laterale facieswisselingen treden op waar het onderliggend geërodeerd is. Waar het veen in de ondergrond ontbreekt, komt dikwijls getijdegelaagdheid tot uiting en is de klei beduidend zandiger.

## 3.3. INTERPRETATIE

Het Tertiair substraat bestaat hier uit klei behorend tot de eenheid L1. Deze laag (J/ZKo) wordt hier uitzonderlijk hoog



aangetroffen. Het gebied , op de actuele Polderrand is niet door mariene Eemiaan invloeden aangetast. Dit is mede te wijten aan de erosieresistentie van de Tertiaire klei.

De lagen Z1 en Z2 behoren tot de Weichseliaan eenheid NE waarin vooral aan de basis de invloed van het Tertiair wordt weerspiegeld. Glauconiet is herwerkt uit de zanden van het Lid van Vlierzele. Deze eenheid komt ten zuiden van de ontsluiting vrij hoog voor; lokaal dagzoomt het zelfs. Ondanks het transport is er geen volledige mechanische destructie van de nochtans broze korrels opgetreden. Het lithofacies Z2 vertoont de zuidelijke invloed niet. Door het ontbreken van zowel primaire als secundaire sedimentaire structuren is het overigens vrij moeilijk de sedimentgenese te achterhalen. De aangetoonde aanvoer uit zuidelijke richtingen en de granulometrische kenmerken geven een indicatie dat hier niveo-fluviatiel en niveo-eolisch sediment is afgezet met afname van het ruisselementeffect en toename van de eolische impact naar boven toe.

In het Holocene is een bodem ontwikkeld in het Pleistoceen substraat en uiteindelijk heeft de algemene organische eenheid zich in het gebied uitgebreid.

De mariene inbraken na de veenvorming hebben het gebied aanvankelijk herschapen tot een lagunair milieu waarbij klastisch materiaal werd aangevoerd. Tijdens de afzetting van de onderste 10 cm was de zoutwaterimpact nog getemperd met de afzetting van een zeer humeuze klei. Later is het gebied geëvolueerd tot een hoogwad. Het verspreid voorkomen van Scrobicularia plana in levenspositie bewijst dat tot dicht tegen de landwaartse randzone van de kustvlakte onbegroeide slikkeplaten zijn voorgekomen. Dit was ook het geval buiten de invloedssferen van de krekken en getijdegeulen. Tijdens een algemene verlandingsfase is een lateraal uitbreidende schorre ontwikkeld. Het veengebied tussen Jabbeke en Houtave heeft altijd voldoende hoog gelegen ten opzichte van de heersende zeespiegelstanden om enkel hoogwadamstandigheden toe te laten.



#### 4. BOORPROFIEL B: JABBEKE - DE HAAN

Op dit profiel (Kaart I.5. ) worden de Holocene profieltypes aangegeven. Daarnaast worden de typesequenties van de bovenste klastische eenheid weergegeven. De gegevens zijn hoofdzakelijk afkomstig van het Rijksinstituut voor Grondmechanica (hoogtes en lithologische beschrijvingen). De stratigrafische interpretaties en de indeling bij de typesequenties zijn toepassingen van de bevindingen die we in deze verhandeling naar voor brengen.

De Holocene sequentie wordt dikker naar het noorden toe. De algemene organische eenheid en de bovenste klastische eenheid nemen in dikte toe in noordelijke richting en zeewaarts verschijnt ook de onderste klastische eenheid, die een discontinue organische basislaag bedekten. De algemene organische eenheid bereikt een maximale dikte van 2.2m. De eenheid komt in het profiel niet voor boven het peil +1.5m O.P. Ter hoogte van de getijdegeul Stalhille-De Haan, komt in zuidelijke zones een diepe insnijding voor. Het is enkel ter hoogte van de getijdegeulen dat het oorspronkelijk Pleistoceen substraat geërodeerd is. Het profiel laat toe het lateraal verband te bestuderen tussen de typesequenties, onderscheiden in de bovenste klastische eenheid. In het uiterste noorden zijn de wadafzettingen van de bovenste klastische eenheid nog bedekt door duinafzettingen behorend tot de Middelloude duinen.



## G. TESTGEBIED : INBRAAKGEBIED BREDENE

### 1. INLEIDING

Het testgebied strekt zich uit tussen Bredene-Bad en Vosseslag, langs de kust en tot ten zuiden van Bredene-dorp ( Kaart I.4. ).

Hoewel enkel de zone tussen Klemskerke-Bad en Bredene-Bad gekarteerd werd, zijn ook de ontsluitingen te De Haan en Klemskerke beschouwd, omdat ze volledig passen in de gestelde problematiek. Een vrij gedetailleerd inzicht van de Holocene paleogeografische evolutie kon van het testgebied worden bekomen.

In 1980-1981 werden in het kader van rioleringswerken talrijke ontsluitingen vrijgemaakt in de omgeving van Bredene. Ten noordwesten van Bredene werd ter hoogte van de Sluisvlietlaan een Gallo-Romeinse site opgegraven ( THOEN, DE COCK, 1981 ). Palynologische gegevens uit deze site zijn beschikbaar (BILLIET, 1981 ). De Holocene sequenties werden geconstrueerd door L. VAN SIELEGHEM ( 1980 ). Paleobotanische gegevens op grond van macroscopische plantenresten van de veenlaag werden behandeld door L. ALLEMEERSCH ( 1984 ). Deze gegevens worden verwerkt voor paleogeografische reconstructies en aangevuld met eigen waarnemingen, name-lijk belangrijke ontsluitingen en een reeks genivelleerde boringen. Dit leidde tot nieuwe inzichten voor wat betreft de opbouw van de Holocene sedimenten in het noordwestelijk gedeelte van de oostelijke kustvlakte.

Volgende aspecten maken de Holocene sequentie in dit testgebied buitengewoon interessant:

- De aanwezigheid van een duinmassief ( zgn."Middeloude duinen") ( AMERYCKX, 1953 ). Deze duinen zijn lithologisch van de meer recente duinen te onderscheiden ( DEPUYDT, 1972 ).
- Het voorkomen van een opgesplitste veensequentie alternerend met lagunaire facies, eventueel wadfacies, in een gebied dat vooralsnog gekend was als een kreekruigen- en kleiplaatzone ( Bodemkaart Bredene -AMERYCKX, 1954 ).



- De mogelijkheid om getijdegeulfacies te bestuderen in een gebied dat veel dichtter bij de monding in zee ligt gesitueerd, dan dit in het testgebied Brugge.
- De overgang van getijdegeulopvullingen naar nearshore en strandafzettingen is te onderzoeken.

De problematiek wordt toegelicht aan de hand van een boorprofiel, synthetische profielen, ontsluitingsprofielen, kaarten met de verspreiding van enkele facies. De sedimentgenetische interpretatie wordt voor de verschillende gegevens samen beschouwd, in zoverre ze niet specifiek zijn voor de ontsluiting zelf.

## 2. ONTSLUITINGEN

### 2.1 DE ONTSLUITING KLEMSKERKE - DE HAAN

#### 2.1.1 SITUERING

Rioleringswerken in de buurt van het nieuw aangelegde kerkhof en de woonwijk ten noordoosten van Klemskerke dorp, lieten toe de bovenste klastische Holocene sedimenten te onderzoeken.

#### 2.1.2 BESCHRIJVING VAN DE EENHEDEN (Fig. X.39.)

##### eenheid KL/V1

Veen bestaand uit opeengestapelde plantenresten, soms zelfs met een gelaagd karakter (mosveen). Dieper komt een meer amorf veen voor met verspreide houtfragmenten (o.a. berketakken, zaden,...).

##### eenheid KL/K2 ( +1m / +1.8m )

Deze plastische zware klei bevat slechts een kleine hoeveelheid zand dat in dunne soms slechts enkele korrels dikke lamellen voorkomt, vooral in het bovenste gedeelte . Overigens is de laag relatief homogeen. De klei is humeus en kalkhoudend.

##### eenheid KL/KZ3 ( +1.8m/ +2.3m )

Deze subeenheid vertoont een tabulaire microstratificatie van klei (0.5cm) en zand (max. 2mm ) dat aangerijkt is met veengruis op de laminaegrenzen. Soms wordt ze onderbroken door iets



breder zandige tussenlagen. Het zandgehalte is zeer wisselend en ontbreekt soms volledig. Zowel naar boven als naar onder toe zijn de overgangen geleidelijk. De laag bevat schelpkleppen ( vooral Mytilus edule ).

eenheid KL/K4 ( +2.3m/ +3.2m )

Humeuze zware klei, bovenaan ontkalkt, met toenemend kalkgehalte, afnemend organisch gehalte en verlichtend naar onder toe. De eenheid is ongelaagd bovenaan en onderaan komt een overgang voor naar lenticulaire cosets met eventueel vertandende, vezelige microlaminatie. In het zuidelijk deel van de ontsluiting blijft de klei evenwel zwaar en gaat ze op 0.8 ÷ m over op een grijze plastische homogene kleilaag KL/K4a, die maximaal 20cm dik is. Ter hoogte van de woonwijk bestaat de bovenlaag uit een homogene klei van 60 tot 90cm dikte, die op geringe diepte reeds kalkhoudend is. Deze laag is hier opvallend zandiger, wat overigens tot uiting komt op de Bodemkaart ( AMERYCKX, 1954 ). Onder deze afdekkende kleilaag komt een superpositie van twee schelpaccumulaties voor.

eenheid KL/S ( +2.2m/ +2.6m )

Deze schelpaanrijkingzones zijn gescheiden door een duidelijk erosieoppervlak. De onderste schelpenbank ligt op een zandhoudende klei. De overgang gebeurt in een smalle zone, doch ze is niet erosief.

De schelpbanken hebben een vrijwel identieke samenstelling.

Mytilus edulis-kleppen zijn uitgesproken dominant.

Cerastoderma edule- en Spisula subtruncata-kleppen komen eveneens voor. Naast fragmenten van voornoemde molluskensoorten treffen we ook hoekige brokstukken van de brozere Scrobicularia plana soort aan. Deze bivalven zijn niet als dubbelkleppige exemplaren bewaard gebleven. De matrix van de schelpbanken bestond uit zand met kleikeien en talrijke Hydrobidae.

Lateraal sluiten de schelpenaccumulaties overigens aan bij meer zandige intercallaties. De stapeling van de schelpkleppen is zeer onregelmatig; soms zijn de kleppen in elkaar geschoven (sommige staan zelfs rechtop). Dominant liggen ze met hun convexe zijde naar boven. De schelpaccumulaties konden over verschillende tientallen meter worden vervolgd. Meer naar het zuiden toe vermindert het schelpgehalte, waarbij een zandige tussenlaag bewaard blijft met Mytilus edulis-kleppen en nog verder verwijderd van de schelpbanken Scrobicularia-kleppen in levenspositie. Onder de tot maximaal 40cm dikke schelpenlagen komt een kleicomplex voor dat bovenaan (30cm) uit fijne klei-zand alternaties met kleidominantie bestaat, overgaand tot een vrij homogene klei.

Door een aantal verkenningsboringen is de aanwezigheid van een veenlaag onder de klei aangetoond.

### 2.1.3 LITHOSTRATIGRAFISCHE EN SEDIMENTGENETISCHE INTERPRETATIE

Enkel Holocene sedimenten werden ontsloten. Deze successie is een typesequentie A.3.2, uit de bovenste klastische eenheid, met een geleidelijke overgang tussen de kleiïge facies en de zandintercallatie.



Dit facies komt hier voor op enige afstand van belangrijke getijdegeulen.

De gevolgen van een geleidelijke energietoename, gevolgd door een ultieme snelheidsafname worden hier gereflecteerd in de granulometrische karakteristieken van de bovenste klastische eenheid. Deze energietoename veroorzaakte een relatieve verplaatsing van de wadden-submilieu's. Deze verplaatsing kan ontstaan bij geleidelijke verhoging van de zeespiegel, in casu de hoogwaterstand, waarbij de resultante van de sedimentaggradatie plus de compactie onder het toenemend gewicht, de verhoging van de zeespiegel niet kon bijhouden. In deze omgeving zijn geen getijdegeulen aangetroffen en is de energietoename te associëren aan een meer open expositie ten opzichte van stromingen en golfwerking door de afbraak van de initiële kustbarriere.

Mytilus edulis banken zijn typisch op slikkeplaten ( VAN STRAATEN, 1964 ). Mosselbanken groeien maximaal op tot de gemiddelde halftijhoogte.

De schelpenbanken zijn echter geen typische fossiele mosselbanken. Hiervoor steunen we ons op de hoogte van de bank en de samenstelling. De aanwezigheid van Scrobicularia plana en Cerastoderma edule en vooral Spisula sp., die niet typisch zijn voor mosselbanken, gekoppeld aan het feit dat geen dubbelkleppige exemplaren voorkomen, wijzen op een accumulatie die onder relatief hoog-energetische omstandigheden tot stand kwam.

Hierbij werden exemplaren uit nabijgelegen mosselbanken en kleislikke, losgeslagen. De schelpaccumulaties zijn stormsedimenten die bij tijdelijk hoge stroomintensiteit en sterke golfwerking werden afgezet op een plaats waar onder normale omstandigheden, de vorming van een gemengd wad doorging. Het erosievlak kan eveneens aan dergelijke processen worden toegeschreven. De superpositie van de twee banken bewijst de kritische ligging ten opzichte van stormimpact enerzijds en ten opzichte van mosselbanken anderzijds.

Superpositie van schelpaccumulaties gescheiden door erosieoppervlakken, troffen we in actieve milieu's aan, in residuele afzettingen, in kreekbeddingen. De soorten die in dergelijke kreekbeddingen aangerijkt voorkomen, zijn slikke- en kreekbewoners, (meestal Scrobicularia plana, Mya arenaria, Cerastoderma sp.) Gezien de laterale uitbreiding kunnen de hier aangetroffen Mytilusbanken niet aan een dergelijk residueel effect in



kreken toe te schrijven zijn.

## 2.2 ONTSLUITING WATERZUIVERINGSSTATION COLLECTOR BREDENE

### 2.2.1 SITUERING

Deze put bereikte een maximale diepte van  $\pm 8\text{m}$  ( $= -4\text{m O.P.}$ ) en dient hier als stratotype van de Holocene sedimentsequentie in het noordwestelijk deel van de kustvlakte. Het is vanuit de kennis van de hier bestudeerde facies dat de boorcampagne gestart is. Inderdaad komen hier sedimenten voor afgezet onder diverse omstandigheden: lagunaire, lagunair-verlandend, zandige wadden, hoog-wadden, getijdegeulen, kleikreken, moerassen, enz. Op de figuur X.40. wordt op een plattegrond de verspreiding van de eenheden weergegeven. Figuur X.40. geeft de gesynthetiseerde verticale kolom weer. Een detailprofiel wordt in figuur X.41. weergegeven.

### 2.2.2 BESCHRIJVING VAN DE LITHOLOGISCH HOMOGENE EENHEDEN

( Fig. X.40.- X.41.)

eenheid B/Z1 ( --- / -3.5m )

Humeus, kalkloos middelmatig fijn tot fijn zand, zonder inwendige laminatie. Deze laag kan slechts over 20cm dikte worden waargenomen en enkel in het westelijk deel van de ontsluiting. Er is een geleidelijke overgang naar V2.

eenheid B/V2 ( -3.5m/ -3.42m )

Zwart, venig, kalkloos fijn zand. Deze laag is eveneens beperkt tot het westelijk deel van de ontsluiting. Ze wordt scherp erosief begrensd door een subhorizontaal oppervlak bedekt met B/K3. B/V2 en B/Z1 ontbreken in boringen uitgevoerd in de omgeving.

eenheid B/K3 ( -3.4m/ -1.5m )

Plastische, grijsgroene zeer humeuze, kalkhoudende zware klei, met donker blauwgrijze ( 5B4/1 ) reductievlekken. Bovenaan is de laag nagenoeg schelploos, zeer zelden komen fragmenten van Scrobicularia plana voor. Naar onder toe worden kleppen van Cerastoderma edule aangetroffen, evenwel niet in levenspositie. Hydrobidae ontbreken. Plaatselijk komen lensjes voor met zeer broos schelpgruis (niet identificeerbare resten van zoetwatermollusken?).

De bovenste halve meter vertoont van boven naar onder een afnemende hoeveelheid nog rechtopstaande rietrhizomen ( Phragmites australis ), ( ALLEMEERSCH, 1984 ).



Bovenaan is de klei ongelaagd. Naar onder toe ( lager dan -3m ) komt een onduidelijke subhorizontale tabulaire microlaminatie tot uiting, plaatselijk geaccentueerd door venige laagjes. Gezien de geringe granulometrische verschillen is die laminatie vrij vaag.

eenheid B/V4 ( -1.50m/ -1.0m )

Bruin tot zwart, kalkloos veen.

Het veen bestaat onderaan vooral uit opeengestapelde rietrhizomen die soms als een accordeon toegeplooid zijn. Naar boven toe gaat het Phragmitesveen over in een meer amorse massa, waarin houtfragmenten voorkomen en ook zeldzame Phragmitesresten. Dit veen evolueert naar boven toe niet tot een oligotroof hoogveen. De overgang van die eenheid, zowel naar het onderliggend ( B/K3 ) als naar de bovenliggende eenheid, is een vrij scherp subhorizontaal oppervlak. Er is riet-doorgroeiing geconstateerd uit het veen in B/K3.

eenheid B/K5 ( -1.0m/ +0.3m )

Plastische, groengrijze kalkhoudende klei (5GY6/1), die plaatselijk, vooral aan de basis, een massale hoeveelheid dubbelkleppers van Scrobicularia plana in levenspositie bevat. Ook deze laag is vaag horizontaal gelamineerd met alternerende laminae van zware klei en zandhoudende klei. In boringen komt een homogeen facies tot uiting. Rietrhizomen komen vooral aan de basis voor, ook in de zones met Scrobicularia plana.

eenheid B/V6 ( +0.3m/ +1.0m )

Rietveen dat naar boven toe overgaat in veen dat veel houtresten bevat en uiteindelijk overgaat in fijn gelaagde op-eenstapeling van mosresten (Spagnumveen). De maximale dikte bedraagt 70cm. Deze laag wigt echter uit door erosie vóór de vorming van B/Z8. De overgangen zijn scherp.

eenheid B/K7 ( -0.7m/ +0.3m )

Heterogene plastische donkergrijze(N5) humushoudende, kalkhoudende tot kalkrijke klei. De klei is ongelaagd en bevat verspreide rietrhizomen en schelpkleppen. B/K7 komt voor in een trogvormige insnijding doorheen B/V6 en wordt erosief aangesneden door een erosievlak aan de basis van B/Z8.

eenheid B/Z8( -1.0m/ +3.0m )

Fijn tot middelmatig fijn zand met verspreide schelpkleppen. Een naar het westen hellend erosievlak dat B/K7, B/V6, B/K5, B/V4, B/K3 geheel of gedeeltelijk afsnijdt, vormt de basis waarop B/Z8 afgezet is. Synthetisch kunnen we B/Z8 als volgt onderverdelen:

eenheid B/Z8a ( -2.0m/ -1.6m )

Grijs leemhoudend zand; deze laag onregelmatig voorkomend aan de basis van B8Z, bevat veel schelpkleppen, overigens ook een aantal dubbelkleppers, evenwel niet in levenspositie.



Boven het peil -1.60 O.P. komt dit facies, dat bovenaan erosief begrensd is, niet voor. Overigens komt op het erosievlak, aan de basis van B/Z8, geen aanrijking voor van grof materiaal (veenkeien, schelpen, silexen...).

eenheid B/Z8b ( -1.60m/ +0.50m )

Grijs, fijn tot middelmatig zand met verspreide schelpkleppen en veengruis. Deze eenheid bestaat uit superpositie van niveau's grootschalige enkelvoudige kruisgelaagde sets, met de specifieke kenmerken van megaribbels ( Fig. X.41. ).

De foresets hellen dominant naar het zuidwesten. Naar boven toe worden de megaribbels kleiner en evolueert het geheel naar macroscopisch planaire sets tot een tabulaire stratificatie (B/Z8c ).

eenheid B/Z8c ( +0.50m/ +0.50m )

Grijs, fijn tot middelmatig fijn zand. Met toenemende hoogte neemt het kleigehalte geleidelijk toe. Granulometrisch zijn B8Zc en B8Zb niet te onderscheiden. Schelpkleppen komen voor op de inwendige erosievlakken, veengruis accentueert de laminatie. Vooral Cerastoderma edule komt voor, plaatselijk zelfs met accumulaties van juveniele dubbelkleppers. Hier domineert pseudo-tabulaire tot planaire macrostratificatie met zwak hellende, erosieve setgrenzen. De microstratificatie bestaat uit afwisselend tabulaire microlaminatie, klimmende ribbelstructuren en erosieve microribbels. Geleidelijk evolueert het sediment tot een alternatie van tabulaire zand- en kleilaminae en naar boven toe nemen de bioturbatiesporen toe. Deze zijn vooral te wijten aan schelpmigraties.

eenheid B/K9 ( +3.0m/ +4.0m )

Zware, bleekolijfkleurige (5Y6/4), kalkhoudende klei. Onderaan bevat deze laag schelpkleppen in levenspositie ( Cerastoderma edule en Macoma balthica (zelden), juveniele Scrobicularia plana (zelden)). Meestal is het kleidek dunner dan 50cm en komt enkel horizontale gelaagdheid aan de basis voor. De geleidelijke overgang tussen B/Z8 en B/K9 situeert zich tussen 2,8m en 3,2m.

### 2.2.3 INTERPRETATIE

In de ontsluiting komt in de bovenste klastische eenheid (B/Z8 en B/K9 ) de typesequentie A.3 voor met de overgang tot A.2 . De profieltypes van de volledige Holocene sequenties behoren tot het type Y2: basisveen (B/V1) wordt bedekt door een onderste mariene eenheid (B/K2), gevolgd door een opgesplitste veenlaag op zijn beurt bedekt door de bovenste klastische eenheid.



Na de ontwikkeling van een dunne verweringslaag 5B/V1) hebben hoogwaddenomstandigheden zich ontwikkeld met in hun laatste fase een evolutie tot lagune 5B/K3). Deze evolueerde op zijn beurt tot een zoetwaterplas met veenvorming (B/V4), die door een hernieuwde mariene inbraak werd beëindigd. Vervolgens trad opnieuw een vervening op met evolutie tot oligotroof veen. Mariene invloed liet zich aanvankelijk gelden met de vorming van een lagune, waarbij klei werd afgezet (B/K7). Uiteindelijk evolueerde het gebied tot een wad met de vorming van een belangrijke getijdegeul waarvan de oostelijke begrenzing in de ontsluiting waarneembaar is (B/Z8). Na verzanding van de geul met overgang tot zandwad, wonnen de hoogwaddenomstandigheden verder veld tot uiteindelijk verlanding optrad.

De getijdegeulsequentie die hier wordt aangetroffen, verschilt van deze uitvoerig behandeld in het testgebied Brugse Middelland (zie aldaar), door het gesuperponeerd voorkomen van subtidale megaribbelstructuren die onder vloeddominante stromingen ontstonden. Bovendien komt hier een sequentie voor waarbij de uitgesproken bioturbatiezone rond de gemiddelde zeespiegelstand, zoals te Brugge aangetroffen, niet wordt geconstateerd.

## 2.3 DE ONTSLUITING JACOBINESSEN

### 2.3.1. INLEIDING

Tussen ontsluiting Collector en de Middeluude duinen werd onder en langs de bestaande weg een rioolsleuf gegraven die maximale dieptes tot 5m bereikte. Hier wordt het meest oostelijk deel weergegeven. Daar de laterale continuïteit van de eenheden kon worden aangetoond is in de mate van het mogelijke, dezelfde hoofddeling gevolgd als bij de ontsluiting Collector Bredene. Opvallend is dat de veenlaag B/V6 het gehele traject is aangetroffen ( Fig. X. 42. ).

Wij vragen ons in het bijzonder af wat de stratigrafische positie is van de duinen ter hoogte van de hoeve Jacobinessen (Middeloude duinen). Komen er geassocieerde strandzanden voor? Welke diepte bereiken de getijdegeulen en de krekken ?



## 2.3.2 BESCHRIJVING VAN DE LITHOLOGISCHE HOMOGENE GEBIEDEN

Enkele verschillen en belangrijke aanvullingen bij de eenheden van de Collector worden vermeld.

eenheid JB/K5 ( --- / -0.3 m)

De zware klei bevat naar het oosten toe weinig rietdoor-groeiing.

eenheid JB/V6 ( -0.3 m/ +0.5 m)

Veen.

eenheid JB/K7 ( +0.5 m/ +2.0 m)

eenheid JB/K7a

Plastische homogeen verdeelde klei, bevat (vooral aan de basis) veel rietrhizomen en verspreide schelpkleppen, ook dubbelkleppers (Cerastoderma glaucum en Scrobicularia plana).

eenheid JB/K7b

Naar boven toe is er een tabulaire microlaminatie waargenomen. B/7K is bovenaan erosief begrensd.

eenheid JB/Z8 ( + 2.0 m/ +3.5 m)

Middelmatig grof schelphoudend en schelpgruishoudend zand met kleiige tussenlagen. De kleibandjes bestaan plaatselijk uit kleibrokjes, die afgeplat opgestapeld liggen als residueel sediment. De grote fractie bestaat voornamelijk uit schelpgruis van Cerastoderma edule, Scrobicularia plana, grof zand en wit schelpgruis. De laag is tabulair gelamineerd, soms vezelig en pseudotabulair met schelpaanrijkingen, altemnerend met kleibandjes. Naar boven toe verdwijnen de kleiige laminae. Deze laag wordt naar het westen toe niet meer aangetroffen.

eenheid JB/K8b

Middelmatig fijn zand dat voorkomt in grote platte trogvormige sets (tot 200m breed) met maximum diepte van 3,5 m, geërodeerd in de onderliggende kleien en tot in de veenlagen. De sets zijn inwendig pseudotabulair gelaagd. Op de inwendige erosievlakken liggen schelpkleppen en veengruis, afgeplatte veenkeien en plantenresten. Boven deze diepere insnijdingen waarin JB/K8b is afgezet, wordt het grovere zand met klei-intercallaties niet aangetroffen. De overgang is zeer onduidelijk. Het is niet uitgesloten dat JB/Z8b (met een identiek lithofacies als in het bovenste deel van Collector) niet synchroon is ontwikkeld met JB/Z8.

eenheid JB/K9 ( +3.0m/ +4.0m)

Grijsgroene klei, grachttopvulling (vergraven) erosief op B8Z rustend. B9K komt niet voor onder de Middelloude duinen



eenheid JB/Z10 ( +5.5 m/ + 3.5 m)

Geelgrijs, fijn tot middelmatig fijn kalkloos zand. JB/Z10 is homogeen verdeeld. Deze laag is aangetast door bodemvorming. Ze wordt dikker naar het oosten toe en wigt uit naar het westen. In de randzone bevat deze laag een belangrijke kleigehalte ( JB/ZK10 ).

### 2.3.3 INTERPRETATIE

Deze ontsluiting is goed gesitueerd voor de studie van de stratigrafische betekenis van de "Middeloude duinen". De goed gesorteerde kalkloze duinzanden (JB/Z10) vertanden enigszins met de omgevende sedimenten, ten gevolge van post- en synsedimentaire afschuivingen en autonivelleringsprocessen.

De duinzanden JB/Z10 bevinden zich op het grof zand, waarin in de randzone kleilaminae aangetroffen zijn (JB/Z8). Verlandings met bodemvorming heeft zich vóór de duinvorming op die zanden niet voorgedaan. De duinfase is vrij spoedig gevolgd op de afzetting van JB/Z8. De duinen zijn er zelfs voor een deel uit herwerkt. Verder landinwaarts hebben de duinen schorresedimenten overstoven. Gezien de granulometrie van JB/Z8, moeten hoogenenergetische omstandigheden hebben geheerst met intense afslag van de waddenafzetting. De herwerkte klei, de wadden, schelpen en veenbrokken getuigen daarvan. In het oostelijk deel van de kustvlakte werden nergens op dergelijke relatieve hoogtes, in wadden zo'n grove afzettingen aangetroffen.

De omgeving van de ontsluiting was onderhevig aan intense golfwerking ter hoogte van een strandwal. Het achterliggend waddegebied werd dan slechts beschermd door die dunne wal. Door ontwikkeling van een meer zeewaarts gesitueerde kust, beschermende wal of spit, heeft de afzetting uiteindelijk de bovenhand gekregen op de erosie. Daarbij verbreedde de wal en werd eolische werking op de gevormde zandplaat mogelijk.

De strandsedimenten (strandwal) (JB/Z8), nemen een zeer speciale geomorfologische positie in, nl. langs de oostflank van een getijdegeul op de westelijke uitloper van een wadden-eiland.



Hoewel de overgang tussen wadklei en duinzand vertandend verloopt en hoewel het opslibbingsniveau van de klei nauwelijks het basisniveau van de duinvorming heeft overschreden, konden we uit onrechtstreekse waarnemingen bewijzen dat waddenomstandigheden zich hier ook na de duinvorming hebben voorgedaan, achter een meer zeewaarts gevormde kustbarriere. Zo zijn door ondiepe geulen (krekens) de strandafzettingen geërodeerd. Deze krekens werden met fijner materiaal opgevuld (JB/Z8b).

## 2.4 ONTSLUITING TEHUIS BLUTSIJDE

### 2.4.1 BESCHRIJVING

Het is de meest zeewaarts gesitueerde ontsluiting. De Oost-West verlopende rioolsleuf werd slechts partieel vervolgd. Een synthetisch overzicht van de waarnemingen wordt geleverd op figuur X.43.

eenheid BLU/K1 ( lager dan 0.0 m )

Zware, donkergrijze klei. Deze homogene klei is bovenaan doorgroeid met rietrhizomen afkomstig uit het bovenliggend veen. De overgang naar BLU/V2 is zeer bruusk, zonder dat evenwel van een erosievlak kan gesproken worden. De laag kon slechts over 0,30m tot 0,50m waargenomen worden.

eenheid BLU/V2 ( +0.10m/ +0.55m )

Veen aan de basis vooral bestaand uit een opeenstapeling van rietrhizomen. Naar boven toe komen houtfragmenten voor in een amorf grondmassa. Bovenaan verdwijnen ook de houtfragmenten. Het geheel heeft een verweerde indruk. Gemiddeld is het veen niet dikker dan 50cm. Het is plaatselijk onderbroken ten gevolge van postsedimentaire erosie langs trogvormige geultjes, die later werden opgevuld met eenheid BLU/K3. De bovengrens van de veenlaag is scherp begrensd door een erosieoppervlak met een zeer geleidelijke helling naar het noorden.

eenheid BLU/K3 (+0.10m / +0.55m )

BLU/K3 bestaat uit donkergrijze, humeuze klei waarin naast verspreide kleppen van Cerastoderma edule, Scrobicularia plana in levenspositie voorkomt. Deze eenheid is teruggevonden in een 5m brede, ondiepe trogvormige set, die het veen ravineert. Bovenaan is ze begrensd door hetzelfde erosievlak dat de veenlaag BLU/V2 aantast.



eenheid BLU/Z4a ( +0.50m/ +1.90m)

Grijs, kalkrijk middelmatig fijn tot fijn zand, met verwaarloosbare fijne fracties en verspreide schelpkleppen. De verspreide schelpkleppen worden dikwijls als residueel sediment of plaatselijke inwendige erosieoppervlakjes aangetroffen. De molluskensamenstelling is vergelijkbaar met BLU/Z4b. Losgeslagen enkele kleppen van Spisula subtruncata, Macoma balthica, Cerastoderma edule, Abra alba, Donax vittatus en Barnea candida, komen voor. Naar het oosten toe neemt de korrelgrootte af. Macroscopische planaire gelaagdheid, met boegvormige tangentele sets en sets met microribbels en tabulaire microlaminatie komen eveneens voor. Deze laag wordt relatief scherp begrensd bovenaan.

eenheid BLU/Z4b ( +1.9m / +2.8 m)

Grijs (N3), middelmatig kleilloos zand. Slierten en laagjes schelpgruis en veengruis komen voor. De mollusken associatie is identiek als BLU/Z4a. Naar het westen wordt het facies nog grover en komt het nog hoger (tot +3,2m) in de sequentie voor. De laag is tabulair gestratificeerd met onregelmatige setdikte. De sets worden fijner naar boven toe.

eenheid BLU/Z5 ( +2.80 m/ + 3.0 m )

Geelgrijs, middelmatig tot middelmatig fijn zand met toenemend kleigehalte naar boven toe. Dit overgangsfacies tussen BLU/Z4b en BLU/K6 is tabulair gelamineerd.

eenheid BLU/K6 ( +2.70m / +4.00m )

Zandige lichte klei, overgaand op zware klei. Onderaan is deze eenheid subhorizontaal tabulair gelamineerd met alternerend zandige klei en kleilaminatie. BLU/K6 en BLU/Z5 samen tot 1,30m dik, wiggen uit in westelijke richting tot een gezamenlijke dikte van hooguit 60cm, ondanks de identieke absolute hoogte van het maaiveld.

#### 2.4.2 SEDIMENTGENETISCHE EN LITHOSTRATIGRAFISCHE INTERPRETATIE

Ook in ontsluiting Collector Bredene, zijn met klei opgevulde geulstructuren die het veen aansnijden, waargenomen. Hier werden deze opgevulde geulen later afgetopt door stranderosie, waarbij ook de top van het veen werd aangesneden (BLU/Z4a). Ondanks de kleiopvulling moet daarvoor toch een belangrijke energie hebben geheerst bij het opruimen van het erosieresistente veen. De opvulling van de geultjes kan tijdens een algemene of lokale verlandingsperiode zijn doorgegaan, waarbij materiaal uit de onmiddellijke omgeving in de niet meer actieve restgeul werd herwerkt en opnieuw afgezet. De aanwezig-



heid van Phragmites in die opvulling wijst op verlanding voor-  
aleer een nieuwe mariene fase optrad.

Het veen en de klei werden op een landwaarts migrerend strand geërodeerd. De strandafzettingen komen hier voor langs de oostflank van de geul van Bredene, waar de kustlijn de allure van een "musoir" aanneemt. Deze strandzanden zijn van de gewone geulopvullings- en zandwadsedimenten te onderscheiden, door o.a. :

- het grover en het volkomen kleilooos karakter (mediaan 200-250  $\mu$ m tegenover 150  $\mu$ m);
- de hogere energie in het afzettingsmilieu ten gevolge van de golfwerking wordt nog geaccentueerd door de belangrijke grintfractie met grof zand, gevarieerde schelpkleppen, zelfs zandsteenfragmentjes.

De thanatocoenose is te onderscheiden van de geulopvullingsfauna, zelfs al liggen deze laatste in de dichte omgeving van de kustbarrieres. Zo wordt in de geulopvulling en het zandwad dominant Cerastoderma edule aangetroffen, zelfs accumulaties met juveniele dubbelkleppers (Collector Bredene). In de strandzanden is de aanwezigheid van Spisula subtruncata en Spisula sp. zeer opvallend, naast Donax vittatus, Cerastoderma edule, Macoma baltica, Barnea candida, ... .

Bioturbatiesporen ontbreken in de strandsequentie. De strandzanden worden aangetroffen op hoogtes waar bij normale wadontwikkeling reeds klei wordt afgezet. De geografische positie geeft aanwijzingen voor wat betreft de afzettingsmogelijkheden. Zo liggen de onderzochte zanden hier zeewaarts van een oude duinengordel. De sedimentaire structuren zijn weinig diagnostisch voor het onderscheid strand-, getijdegeul. Zowel zandwad en getijdégeulsedimenten, als strandsedimenten vertonen een sequentie van planaire macrostratificatie met weinig hellende setgrenzen tot tabulaire gelaagdheid bovenaan. Hier moet rekening gehouden worden met de orientatie van de ontsluiting die hier min of meer parallel aan de verwachte strandlijn ligt. Kruisgelaagdheid onder een tabulair systeem is ook in Nederland aangetroffen ( BEETS et al., 1981; ROEP, 1984 ).

De wadfacies vertonen een graduele verfijning naar boven. In ontsluiting Blutsijde wordt het strandzand bedekt door een



wadsequentie zonder dat voorafgaande diepe erosie heeft plaats-  
gegrepen. Wel werd het strandzand in de overgangszone bewerkt.  
Ook in het Zwin werd dergelijk profiel aangetroffen met klei,  
scherp rustend op grof zand (Bodemkaart -serie Bco ).  
Hier komt dus niet de normale geleidelijke overgang voor, wel  
een superpositie zonder voorafgaande erosie, waarbij door kust-  
regularisatie het oorspronkelijk strand geleidelijk van golf-  
werking werd afgesloten en de waddenomstandigheden werden her-  
steld.

## 2.5 BREDENE RIOOLSLEUF 1-2

### 2.5.1 BREDENE RIOOLSLEUF 1 ( VAN SIELEGHEM, 1981 )

Dit profiel verliep in de getijdegeul en intertidale  
waddensedimenten. Opvallend is de sequentie met vloeddominan-  
te subtidale megaribbels, voorkomend onder het peil +0.75m A.H.  
Voor beschrijvingen en interpretatie van dergelijke fenomenen  
verwijzen we naar de ontsluiting Waterzuiveringsstation Brugge,  
Collector Bredene en vooral het hoofdstuk over de typologie  
van de waddequenties. Twee subfacies komen voor:

- pseudo tabulair subhorizontaal gelaagd middelmatig fijn zand  
met veengruis, schelpen en veenkeien;
- het kruisgelaagde planair en samengesteld trogvormig facies.  
Naar boven toe gaat het zand over een vrij korte afstand, over  
in klei. Een gesynthetiseerde verticale kolom wordt op de  
figuur X.46. weergegeven.

### 2.5.2 BREDENE RIOOLSLEUF 2 ( VAN SIELEGHEM, 1981 )

In dit profiel ( Fig. X.46. ) wordt het veen (V) opvallend  
hoog aangetroffen (tot + 1m ). Slechts een dunne kleilaag (K)  
is op het veen bewaard gebleven. De erosiefase greep plaats  
vóór de afzetting van het middelmatig zand (Z1). Dit grovere  
facies, dat overeenkomt met JB/8Z, dus met strandfacies, wordt  
op zijn beurt gescheiden door een erosievlak van de getijde-  
geulafzettingen (Z2) waarin duidelijk het onderscheid blijkt  
tussen het bovenste tabulair en het onderste planair facies.



## 2.6 ONTSLUITING DE VICOGNE ( BILLIET, 1981 )

Ter hoogte van het opgegraven Romeins site kan gedetailleerd de stratificatie in de bovenste 2m van de bovenste klassieke eenheid worden bestudeerd ( BILLIET, 1981 ). Naast zuiver antropogene afzettingen (opvullingen van putten, kunstmatige ophogingen) zijn ook tegelijkertijd met de Romeinse bewoning, natuurlijke afzettingen tot stand gekomen die op de nabijheid van een lagune zouden kunnen wijzen ( veenlaag, klei-sedimentatie). Er zijn aanwijzingen dat de bewoning plaats vond op een gerijpt schor, dat door de nabijheid van de toen reeds ontwikkelde duingordel, afdoende bescherming bood tegen getijdewerking.

De aanwezigheid van vegetatie en zelfs verveningshorizonten is opvallend. Dit zijn overigens zeer zeldzame verschijnselen op dergelijke hoogte in het oostelijk deel van de kustvlakte. De bodemvorming en /of veenaccumulatie ontwikkelde tussen twee actieve mariene fases in de kustvlakte. De vegetatiehorizonten te Bredene zijn toevallige restanten, die ontwikkeld zijn langs een verlande of semi-verlande kreek of een lagune. Door latere inbraken langs getijdegeulen, dus tijdens reactivaties van de restkreken, kunnen deze geërodeerd zijn en daardoor actueel slechts een zeer beperkte uitbreiding hebben . . . Ondanks de hernieuwde mariene inbraken is de zone (toevallig) gevrijwaard gebleven van belangrijke verticale erosie langs getijdegeulen.

## 2.7 ONTSLUITING DE HAAN BLUTSIJDE

De profielput situeert zich op de binnenduinen van Bredene - De Haan. Met het oog op palynologisch onderzoek en monsternamen voor C14 analyse, werd een profielput van 1m bij 0.5m uitgegraven, de put heeft een maximale diepte van 1.2m op een plaats waar tussen 4.6m en 4.8m een weinig niveau voorkomt, geintercalleerd in duinenafzettingen.

### 2.7.1 BESCHRIJVING

De ontsluiting bevond zich op de rand van een sterk ver-



graven zone, die duinzand vermengt met baksteenresten en recent aardewerk bevat. Sporen van de oorspronkelijke bodemvorming zijn in die zone dan ook totaal uitgewist. In het meest noordoostelijk deel worden middelmatig fijn ontkalkte zanden aangetroffen, die bovenaan zeer humeus zijn en naar onder toe verspreide roestverschijnselen bevatten. 0.78m onder het maaiveld verschijnen afwisselend humeuze bandjes (0.5cm à 1cm) en bleek zand. Op 0.90cm komt een donkerbruin humeus niveau voor met veel zandmenging en met centraal een 2cm breed, zwart meer venig laagje, dat macroscopische plantenresten bevat. Naar het zuidwesten is dit humeus, venig zand opgesplitst en onderbroken door een laagje bleekgeel, fijn tot middelmatig fijn zand. Onder het veenniveau is het zand licht kalkhoudend en bevat het verspreid witschelpgruis. Overigens is de granulometrie onveranderd. Het veenlaagje bevindt zich duidelijk niet aan de basis van de duinenafzettingen.

## 2.7.2 INTERPRETATIE

Een pollenprofiel werd bemonsterd en wordt door R. DE CEUNYNCK verder onderzocht. Het veen bevat een typisch duinvegetatie in een panne tot stand gekomen. Er is een evolutie van een open grasvegetatie tot een Hippophae/Salix dominantie (. mond. meded. DE CEUNYNCK, R. ) (Tabel X.11). De veengroei wordt onderbroken door periodes met actief eolisch sedimenttransport. Deze eolische werking wordt uiteindelijk dominant waardoor afwisselend eerst humeuze begroeiingsniveau's en eolische intercallaties tot ontwikkeling komen. Mede door de groter wordende afstand van het maaiveld tot de grondwatertafel en de toenemende sedimentatiesnelheid, werd de eolische werking het dominante proces. Het gebied is recent nog sterk menselijk beïnvloed, wat af te leiden valt uit de vergraving en de actuele vegetatie die niet overeenstemt met de natuurlijke vegetatie op duinen.

## 2.8 ONTSLUITING STRAND DE HAAN

### 2.8.1 INLEIDING

In De Haan, ter hoogte van de oostelijke uitloper van de dijk, tussen KP39 en KP40, zijn de duinen gedurende winterstor-



men herhaaldelijk door erosie in klif gesteld. De eerste waarnemingen dateren van voor de zeer hevige Noordwesten-februaristormen van 1983 ( Fig. X.44. ). Na deze stormen werd de duinvoet 10m achteruit geslagen en ontstond een steile klif met een maximale hoogte van 4m.( Fig. X.44.)In de klif was hoofdzakelijk duinmateriaal ontsloten, met tangentiëel boegvormige kruisgelaagdheid. Het zand is duidelijk recent afgezet daar het bakstenen,plastiek, e.d. bevat. In het onderste deel van de klif komt een 30cm brede zone voor, waarbij zware mineralenrijke laagjes afwisselen met minder aangerijkte bandjes. Inwendige erosieoppervlakken met hout, vervuiling en steenaanrijkingen worden in de onderste zone aangetroffen. De aanrijking van zware mineralen bevindt zich boven de gemiddelde springhoogwaterlijn ( $\pm 5.05\text{m TAW}$ ). Gedurende het voorjaar, de zomer en het najaar werd die klif geëgaliseerd onder invloed van massabewegingen, kunstmatige aanplantingen ( Fig. X.44. ) en "Toerisme". De februaristormen van 1984 uit west-zuidwestelijke richting, brachten hernieuwde schade mee. Het abrasieoppervlak bevond zich echter 0.45m dieper, ondanks het feit dat de nieuwe klif zich in dezelfde buurt als de paleoklif van 1983 moet hebben uitgestrekt.

## 2.8.2 BESCHRIJVING VAN DE SEQUENTIE

### eenheid L-1

Een schelphoudend(fragmenten en kleppen), middelmatig zand.

### eenheid Lo

Op 150cm onder een algemeen erosieoppervlak komt een zwart humeus niveau voor (tot 25cm dik). Het bestaat hoofdzakelijk uit zand en het bevat ingesloten grovere mariene schelpfragmentjes. (Cerastoderma sp. fragmenten tot 0.5cm).

### eenheid L1

Grijsgeel, goed gesorteerd fijn tot middelmatig zand. Het is enkel kalkloos en humusloos in de bovenste zone (minstens 35cm). L1 bevat noch vervuiling, noch plantenresten. Deze laag bestaat uit horizontaal fijn gelamineerde sets, rustend op tangentiëel boegvormige sets.

### eenheid L2

5cm donkerbruin zand, ontkalkt en geen organisch materiaal bevattend. (AH: 5.50m tot -5.55m)  
Het is de ijzeraanrijkingshorizont van een paleosol die in de duinen is gevormd. Bovenaan is de begrenzing erosief (EO).



Verdere uitgravingen landinwaarts leverden ook de uitlogingszone op. De Ap werd niet aangetroffen.

#### eenheid L3a

Boven het nagenoeg horizontaal verlopend erosievlak (EO), komt een fijn tot middelmatig zand voor dat opgebouwd is uit tabulaire laminae met wisselende dikte en met alternerend zware mineralenaanrijkingen (groenbruin) en bleekgele kwartszanden.

#### eenheid L3b

Geleidelijk aan verdwijnt de zware mineralen laminatie. Het kwartszand blijft over. De gelaagdheid bestaat uit tangentieel boegvormige sets.

### 2.8.3 INTERPRETATIE

Deze waarnemingen bewijzen dat strandafslag en duinerosie zeer actief inwerken ter hoogte van De Haan, vooral ten gevolge van stormactiviteit. De diepte van de erosie (=hoogte van de abrasieoppervlak) is niet altijd evenredig met de afstand in landwaartse richting door regressieve erosie bewerkstelligd. Het is dank zij dit proces dat enkele aspecten van de duinopbouw aan het licht zijn gekomen.

#### 2.8.3.1 . De aanrijking van zware mineralen

Na hevige storm en in de buurt van de hoogste hoogwaterlijnen worden aanrijkingen van zware mineralen aangetroffen. Storm veroorzaakt een verticale verlaging van het strandoppervlak met vorming van abrasielagen, waar enkel zeer grof materiaal achter blijft. Bij vorming van abrasielagen is deflatiewerking niet uitgesloten. De omstandigheden nodig voor deze differentiële sortering van de zware mineralen, moeten toch aan vrij kritische voorwaarden voldoen wat betreft het energieinterval. Dergelijke gunstige omstandigheden zijn functie van de granulometrische karakteristieken (sortering, absolute korrelgrootte e.d.) van het oorspronkelijk materiaal, ze hangen in eerste instantie af van de brandingsenergie. Gezien de zware mineralen procentueel slechts tot 1% van het strand en duinzand uitmaken en hier tot 30% en meer kunnen aangerijkt worden, kunnen we uit de dikte van de laagjes een parameter afleiden voor de getransporteerde zandhoeveelheid.



Deze laagjes hebben potentiële preservatiemogelijkheden. Ze worden niet in duinsedimenten aangetroffen, wel aan de duinvoet in een interval tussen de hoogste stormvloed en de gemiddelde hoogwaterlijn (lager komen ook aanrijkingzones voor, echter niet zo ver vervolgbaar en evenmin in zo'n perfect tabulair verband). Ze zijn dus potentiële springhoogwaterlijn-indicatoren of beter nog stormvloedhoogwaterindicatoren. Voorlopig zijn ze enkel goed ontwikkeld aangetroffen, waar een duinvoet door erosie in klif wordt gesteld. Aanrijkingshorizonten van zware mineralen werden ook in zandwad en getijdegeulopvullingen aangetroffen en worden er beschouwd als eerder toevallig gunstige reflecties van kritische energietoestanden (zie ontsluiting Waterzuiveringsstation Herdersbrug).

Hier leren we dus twee zeespiegelstandindicatoren kennen: het abrasieoppervlak met grof materiaal en een scherp erosievlak en de aanrijkingzone van zware mineralen die als dusdanig meer uniek is. Dit niveau is gemakkelijk te herkennen en aan de hoogste HWL, geassocieerd in de overgangszone duin - strand. Wat de potentiële preservatie betreft, moeten we stellen dat deze sedimenten vooralsnog niet teruggevonden werden in oudere sequenties. De preservatie is functie van de netto balans van de strandmigratie. Bij landwaartse migratie treedt zelfvernietiging op en blijven enkel de meest landwaartse niveau's bewaard. Bij zeewaartse migratie kunnen tussentijdse stormen ook vernietigend werken. Het is overigens niet zo eenvoudig de bovenste strandniveau's te onderscheiden van duinsedimenten, vooral in boringen, granulometrisch verschillen zijn dikwijls miniem.

#### 2.8.3.2 . Duinsequentie

De genese van de laag L-1 is niet te achterhalen. Het humeus niveau op  $\pm 3.8\text{m}$  O.P. (Lo) laat een duinpannenooorsprong vermoeden. Het is later overstoven geraakt tijdens de vorming van L1. De relatief lage ligging, zelfs onder de actuele gemiddelde hoogwaterstand, wijst erop dat dit humeus niveau en de erop voorkomende duinen (L1) tot stand zijn gekomen bij lagere hoogwaterstanden. Het laat ook toe een meer zeewaartse positie van de duinvoet te veronderstellen en dit zeker tot na de vor-



ming van de bodem (L2), waarvan de ijzeraanrijking en partieel de uitlogingszone bewaard is gebleven. Associëren wij bodemvorming en fixatie van duinen met transgressieve fasen enerzijds en duinvorming aan relatieve regressiefasen anderzijds, dan blijkt hier een opeenvolging van twee transgressies, onderbroken door evenveel regressies, voor te komen.

De bodem (L2) is geërodeerd door abrasieprocessen op het hoogstrand. Hier konden we een aantal bodemerosiefasen waarnemen. De eerste fase zorgde voor een wegslaan van de bovenste zone van de bodemniveaus bij stormvloedhoogwaterstanden, die een halve meter hoger lager dan bij de tweede fase. Bij die tweede fase werd de duinvoet nog verder landwaarts verschoven, waarbij het volledig bodemniveau werd geërodeerd. Tussen beide fasen in heeft zich sedimentatie voorgedaan die bestond uit stormsedimenten (zware mineralen aanrijkingen) bedekt door zanden die ten dele eolisch zijn en ten dele door massabewegingen langs de door stormvloed ontstane duinklif tot stand zijn gekomen. De erosie en sedimentatie bij diverse stormvloeden veroorzaken verschillende gesuperponeerde veegzones (zware mineralenaanrijkingen). De eindejaarsstormen van 1984 brachten 0.5m boven het aanrijkniveau op 5.5m een andere humeuze intercallatie aan het licht. De hoger gesitueerde bodemrestanten zijn niet te correleren met vroegere zeespiegelstanden. Ze zijn niet dateerbaar. Duinpannevegetatie komt voor boven de gemiddelde hoogwaterlijn. Beide humeuze niveaus liggen hoger dan de actuele hoogwaterlijn.

### 3. BOORPROFIEL BREDENE H.

#### 3.1 INLEIDING (situering Kaart I.4.)

Eerst en vooral dient verwezen te worden naar een analoog profiel weergegeven door L.VANSIELEGHEM (1980). Van enkele basisgegevens van deze auteur, worden alleen de lithologische kenmerken overgenomen. De stratigrafische interpretatie werd gewijzigd. De synthetische profielen en het gedetailleerd boorprofiel zijn ook nog gesteund op bevindingen van L.ALLEMEERSCH, (1984), M.BILLIET, (1981), H.THÖEN en S.DECOCK, (1980) en op boorgegevens Geologische Dienst van België.



Het profiel schetst de stratigrafische positie van de diverse lithologische homogene eenheden in het testgebied. De synthetische profielen die verder worden behandeld leggen meer de nadruk op de lithogenetische interpretatie.

Op de tabel X.8. worden de onderscheiden eenheden gecorreleerd met de ontsluitingen.

Eigen bevindingen wijken enigszins af van deze van L.VAN SIELEGHEM (1981) en L.ALLEMEERSCH (1984), niet enkel wat de interpretatie betreft, maar ook in verband met de basisgegevens van de profielen:

- 1.- Er blijken maximaal twee veenlagen aanwezig tussen -2.5m en +1.0m, inplaats van drie ( V1, V2, V3, VAN SIELEGHEM, 1981 ). Het (derde) bovenste veen werd door voornoemde auteur op een te hoog niveau geplaatst. Overigens heeft L.VAN SIELEGHEM in de boringen nergens de drie venen boven elkaar aangetroffen. Dit bewijst het belang van de relatieve nivelleringen van de gegevens, zelfs in een nagenoeg reliefloos gebied.
- 2.- De basis van het veen troffen we niet aan beneden het peil -2.5m.
- 3.- L.ALLEMEERSCH (1984) vermeldt het opsplitste veen van pakketten te Bredene niet. Deze auteur bespreekt evenwel een profiel dat zich iets ten zuiden van de waargenomen tussenlaag bevindt.
- 4.- Ondermeer door de diepte van de basis van het veen (V1) op -2m à -2.5m, is de uitbreiding van het veen belangrijker dan men uit de verbreiding van de oppervlakkige kleiplaten zou verwachten.
- 5.- De meeste klastische sequenties , aangetroffen in de oostelijke kustvlakte, vertegenwoordigen een normale waddensequentie. Hier wordt een sequentie aangetroffen die opeenvolgend van lagunair, over hoge slikke naar lage slikke en zelfs naar geulopvulling evolueert. Deze is onder een stijgende zeespiegel tot stand gekomen.
- 6.- De basis van de lagunaire klei onder V1 komt voor op een vrij constante diepte.

### 3.2 BESCHRIJVING

Samenvatting worden hier de lithologisch homogene eenheden ge-



definieerd. Deze worden enkel uitvoerig behandeld als het eenheden betreft die niet in de ontsluitingen werden aangetroffen (Tabel X.8. ).

#### eenheid Zo

Kalkloos, fijn, leemhoudend zand met verspreide silexfragmentjes. Bovenaan komt lokaal een podzolprofiel voor. Dit zand rust op leem met randintercallaties en verspreide vegetatierestjes (1.7m dik). De diepst aangetroffen sedimenten zijn lemig fijn zand met fijn continentaal schelpgruis en vegetatiegruis. Het zijn continentale afzettingen van het Pleistoceen substraat.

#### eenheid Vo

Venige klei, tot kleiig veen, enkele cm dik.

#### eenheid V1

Fijn, kalkhoudend zand met schelpfragmenten, voorkomend beneden het peil -3.5m O.P. . Naar het oosten en het noorden toe komt dit facies steeds dieper voor of ontbreekt het. In de overgang tot K1 kan een zand-klei laminatie optreden. Het zijn zandwad, eventueel getijdegeulafzettingen.

#### eenheid K1

Slappe klei met verspreide shelpkleppen (Scrobicularia plana, Hydrobidae) en zelfs intercallaties met broos schelpgruis van zoetwaterslakjes. Naar boven toe treedt doorworteling van Phragmites sp. op en lokaal concentraties met Scrobicularia plana in levenspositie. De klei is in lagunaire omstandigheden met fluctuerende zandgehaltenes afgezet.

#### eenheid V1 + 2

Niet opgesplitste organische sequentie. Dit veen evolueert van laagveen tot oligotroof veen vanaf -1.5m O.P.

#### eenheid V1

Laagveen (Phragmites veen en houtveen).

#### eenheid K2

Klei, donkergrijs (N6) humeus met Phragmites doorgroeiing en lokaal Scrobicularia plana in levenspositie. Het komt overeen met facies uit een verland hoogwad of een lagune.

#### eenheid V2

Veen: laagveen evoluerend tot mosveen.

#### eenheid G3

Homogene, humeuze klei met Phragmites rhizomen, voorkomend in trogvormige sets, ingesneden in V1 + 2 of zelfs tot in K2. Het zijn opgevulde kleikreken in een verlandende lagune of wad.



### eenheid K3

Zware, donkergrijze klei: homogeen. Evoluerend naar subhorizontaal tabulair gelaagde klei-leemalternatie.

### eenheid K3'

Kleizandalternatie met een geleidelijke toename van het zandgehalte in de klei. Naar boven toe evolueren lagunaire omstandigheden tot gemengde wadcondities.

### eenheid G4

Fijn, tot middelmatig fijn zand met verspreide schelpkleppen. G4 behoort tot de zandige getijdegeulopvullingen en zandwadsequenties.

### eenheid K4/K4'

Dagzomende klei en zandige klei. Meestal is deze eenheid vrij homogeen, overgaand naar onder op klei-zand afwisseling. Het zijn hoogwadsedimenten.

### eenheid S1

Middelmatig tot middelmatig grof zand met talrijke schelpkleppen. In de noordelijke randzone van het duinmassief, waar het preferentieel werd aangetroffen, bevat het bovenaan kleiige intercallaties. Door laterale noordwaartse verschuiving van de geulrand bij de opvulling, zijn in de laagste zones wadden ontwikkeld op de zandplaat. Deze laag wordt dikker naar het noordwesten en in dezelfde richting verfijnt de granulometrie. Lateraal landinwaarts gaat dit facies over in G4. S1 behoort tot de meest landwaarts voorkomende strandafzettingen.

### eenheid D1

Kalkloos goed gesorteerd zand van eolische oorsprong. Het bevat geen insluitsels. Het is lokaal onderbroken door een vage bodemhorizont (ontsluiting De Haan-Blutsijde). Het bereikt hoogtes van +6m.

### eenheid D2

Duinzanden behorend tot de actuele actieve duinen. Behalve het kalkgehalte dat hier aanzienlijk is, zijn de granulometrische verschillen met de eenheid D1 gering.

## 4. DE VEENKARTERING TE BREDENE

In de landwaartse randzone van de kustvlakte ligt het oppervlakteveen relatief hoog, zodanig dat op het veen slechts hoogwadafzettingen voorkomen. Het veen is er bovendien dun en wordt ter hoogte van getijdegeulen volledig opgeruimd. Deze getijdegeulen worden opgevuld met zandiger materiaal, d.w.z. dat de veengebieden er kunnen herkend worden uit reliefsinversie (luchtfoto), zoals de absolute hoogteligging, de oppervlakkige



sedimenten (zware klei bedekt de venen) , het daaruit volgend landbouwgebruik. In de zeewaartse streken is de veenkartering bemoeilijkt door het feit dat de bovenliggende sedimentatie onafhankelijk blijkt van de veenaanwezigheid. De top en de basis van het veen ligt er lager en het bedekkende pakket is dikker dan in de landwaartse zones en dit blijktbaar al tijdens de belangrijkste waddenfase. Bij getijdegeulontwikkeling is de erosie dikwijls slechts zeer gedeeltelijk doorgegaan, waarbij de volledige sequentie wordt opgeruimd. De morfologische verschillen tussen veenhoudende en veenloze profielen zijn ten gevolge van differentiële klink, zeewaarts niet zo expliciet. Heel wat veenkarteringen zijn gebaseerd op de kennis van de oppervlakkige sedimenten, waarbij de aanwezigheid van hoog voorkomend, zandige sedimenten zou wijzen op getijdegeulen waar het turf ontbreekt of niet werd afgezet ( dit laatste senso BAETEMAN, 1981).

Zo is op de kaarten van L. ALLEMEERSCH (1984) de areale uitbreiding van de veengebieden onderschat. Ook in de streek van Klemskerke-De Haan blijkt de veenaanwezigheid veel groter oppervlakten te beslaan ( DEVOS, 1984 ) dan daar wordt gesugereerd. Voor het studiegebied Bredene construeerden we een kaart waarop wordt weergegeven waar het veen in de ondergrond nog aanwezig is.

Deze uitbreiding is afleidbaar uit de profieltypekartering (Kaart II.13. ).



Uit de uitbreiding van de veenlagen besluiten we:

1.- De veenkartering afgeleid uit de bodemkaart, landbouwgebruik, topografie, is onvolledig. De veenkartering vereist een zeer dicht boornet, ook ter hoogte van de overdekte getijdegeulafzettingen.

2.- Ook onder een groot gedeelte van de Middelloude duinen komt het belangrijke veenpakket voor. Dit heeft hydrogeologisch belang ( Er situeert zich zelfs een waterwinning in deze duinengordel).

3.- De uitbreiding van de diepere getijdegeulen is veel beperkter dan uit het patroon van de bovenste oppervlakkige sedimenten zou blijken. Vermits op bepaalde plaatsen de geulen dieper ingesneden zijn dan de basis van de onderste lagunes (LM1) en de kennis van de onderliggende zandige lagen vrij onvolledig is, is de diepte van de geulinsnijding nagenoeg onbekend.

4.- Bepaalde factoren beïnvloeden de relatie tussen de actuele topografie en de aanwezigheid van veen. De klink door waterverlies van het veen zelf is meest van belang in de landwaartse randzone van de kustvlakte, vermits ontwatering zeewaarts niet diep genoeg doorgaat om het lager gesitueerde topoppervlak van het veen te bereiken. De compactie onder gewicht van het bovenliggend sediment daarentegen, heeft vooral in het zeewaartse gedeelte gemanifesteerd. De veenbedekkende sedimenten zijn klinkgevoeliger waar enkel klei aanwezig is zoals meestal in de randzone het geval is. Waar klei en zandlagen voorkomen ( langs geulen, in kreekopvullingen, ook op veenplaten) is de differentiële klinkgevoeligheid minder uitgesproken.

Te Bredene komen kleiplaten voor die veenlagen bedekken. Deze platen zijn versneden door kreken en geulen waarin meer zandig materiaal is afgezet. Meestal is de erosie echter niet voldoende diep geweest om de veenlagen volledig te eroderen.

## 5. DE UITBREIDING VAN DE LAGUNAIRE TUSSENLAAG

In verband met de klastische intercallatie in de veenlaag, worden drie aspecten weergegeven op de kaart die de profieltypekartering behandelt ( Kaart II.13.)

1.- De actuele resten van die tussenlaag.

2.- De randzone waarbij de veensequentie sporen van de intercallatie vertoont.



3.- De hypothetische uitbreiding. Bij latere erosie door getijdegeulen is wellicht een belangrijk deel van de oorspronkelijke areale uitbreiding verdwenen.

## 6. LITHOSTRATIGRAFISCHE INDELING; DE PROFIELTYPEKARTERING

De interpretatie van de lithostratigrafische eenheden wordt voor de verschillende ontsluitingen samen beschouwd.

We onderscheiden het waddengebied en het duinengebied met gassocieerde strandzone. Alle bestudeerde eenheden behoren tot de Noordzee formatie. Op tabel X.8, worden de in de verschillende ontsluitingen geïdentificeerde subeenheden of lagen gecorreleerd en tot een algemene lokale stratigrafische kolom teruggebracht om uiteindelijk met de lagemene lithostratigrafische opbouw zoals voorgesteld voor het Holocene, te worden vergeleken.

Enkel deze laatste interpretatiestap behoeft enige supplementaire uitleg.

Het testgebied Bredene is gekenmerkt door het algemeen voorkomen van de onderste klastische eenheid (vergelijk met de afzetting van Calais) (laag K1/Z1). Deze onderste klastische eenheid bedekt zeer lokaal een basisveen (laag Vo) (vergelijk B: profiel Houtave). Het basisveen is discontinu en meer westelijk en oostelijk beter ontwikkeld.

De algemene organische eenheid (V1 +2) is plaatselijk opgesplitst met een klastische tussenlaag (K2) die maximaal 1m dik wordt

Door latere erosie door een getijdegeul enerzijds en door landwaarts uitwiggen anderzijds, een zeer beperkte uitbreiding heeft. In het studiegebied heeft het veen van de algemene organische sequentie een belangrijke dikte gehad (tot 4m dik).

De bovenste klastische sequentie is sterk beïnvloed door de compactie en klinkmogelijkheden van het veen, vandaar de belangrijke dikte ( K3, G1, K4, K5 ). Een profieltypekartering van het gebied gebaseerd op de lithologische klassificatie van Y1 en Y2 profieltypes worden aangetroffen. Het profieltype X1 komt voor ter hoogte van de getijdegeulen. In de meeste gevallen bestaat dit profieltype uit een superpositie van de bovenste op de onderste klastische eenheid. In het duinengebied worden volgende profieltypes onderscheiden:  $\overline{X1}$  continue klastische sequentie



bedekt door een duineenheid Y1 is het equivalent van Y1 bedekt door duinen.

eenheid S

Strandbarrièreprofiel.

eenheid S- Y1

Strand en prelitorale afzettingen waarbij de algemene organische sequentie nog aanwezig is in de ondergrond.

eenheid S- Y1

Zelfde als bij S- Y1, bedekt met duinen.

eenheid S- X1

Strand en/of prelitorale afzettingen rustend op klastische infralitorale getijdeafzettingen.

eenheid S-X1

Zelfde als S- X1, bedekt door duinen.

De bovenste klastische eenheid wordt volgens de gedetailleerde profieltypes onderverdeeld.

Specifiek is de aanwezigheid van het profieltype A.3.1 en A.3.2 overgaand in een zeer smalle zone A.2 langs de geulranden (\*). In de A.3.2 zone komen ook de sequentie A.2 voor. Voorlopig zijn niet genoeg gegevens voorhanden voor de kartering van A.2. Overigens komen A.1.1, B.2.1.1.K vrij algemeen voor.

Ter hoogte van hoge zandplaten is in het oostelijk deel van het studiegebied de typesequentie A.3.1, zeer typisch. Onder het duinmassief noteren we een specifiek profieltype waarbij naar boven toe de graduele verfijning ontbreekt. Voor de strandsequenties worden typesequenties E ingevoerd.

E -sequentie met zand bovenaan, waarbij geen graduele verfijning naar boven toe optreedt.

E.A en E.B-respectievelijk veen of geen veen aan de basis van de klastische eenheid.

E.A.1 -E.B.1 -continue zandsequentie; waar de granulometrie niet noodzakelijk homogeen blijft.

E.A.2 -gradueel naar onder verfijnende sequentie met een kleicomplex aan de basis.

E.C -zand met kleiintercallaties voorkomend tussen +2m +4m O.P.

(\*) Voor gedetailleerde bespreking wordt verwezen naar p.150.



A.3.1 en A.3.2	:	klei-zand-klei-veen	
A.2	:	klei-zand	-veen
A.1.1	:	klei-	veen
B.2.1.1.K	:	klei-zand	-       onderste klastische sequentie.

## 7. SEDIMENTGENESE EN PALEO GEOGRAFISCHE RECONSTRUCTIE TEN OPZICHTE VAN EEN RELATIEVE TIJDSCHAAL.

De beschouwingen kunnen best gevolgd worden met behulp van de synthese profielen ( Fig. X.47. en X.48.).

### 7.1 DE EVOLUTIE VOOR DE ALGEMENE VEENVORMING (Zo, K1/Z1, V1)

Beneden het peil -4m à -3.5m treffen we het zandpakket (Zo) aan. Deze laag kon slechts zelden doorboord worden wegens de beperkingen van de gutsboormethode (\*).

De laag vertegenwoordigt Pleistocene continentale afzettingen van eolische of niveo-eolische aard, die hier in lokale bedolven donken aangetroffen worden. De aanwezigheid van dergelijke donken, zo ver zeewaarts, ten westen van een gebied met diepe Holocene insnijdingen ( DEVOS, 1984), leert ons heel wat over de evolutie in die zone. De top blijkt immers niet geërodeerd. Er werd een bodemprofiel, met beginnende vervening, geconstateerd op - 3.5m O.P. . Analoge sequenties troffen we overigens ook aan ter hoogte van Nieuwmunster. Het verveningsniveau op -3.5m O.P. werd zonder voorafgaande erosie bedekt door kleien (K1). Op grotere dieptes, in de onmiddellijke omgeving, werden getijdegeul- en zandwadsedimenten (Z1) afgezet. Ter hoogte van het profiel (Fig.X.47. , X.48) zijn geen hoogwadafzettingen of andere hoogwaterstandindicatoren voorhanden die de vorming van een waddencomplex zouden aanwijzen voor de hoogwaterlijn -4m O.P. bereikte.

(\*) Wegens de aanwezigheid van belangrijke veen- en kleipakketten en de hoge interpretatiewaarde werden hier vooral gestoken handboringen uitgevoerd met gutsboorkop.

Deze methode laat penetratie in de waterverzadigde zanden niet toe.



Meer zeewaarts komen kleien voor, afwisselend met zandige schelphoudende lagen tot op het peil -7m. Aldus kwam hoogwadontwikkeling reeds voor in het meest noordwestelijk deel van het testgebied, vanaf approximatieve hoogwaterstanden van rond -6m.

Gedurende de zeespiegelrijzing tussen -6m en -3.5m heeft het overstromingsgebied zich slechts enkele kilometer (2km) landwaarts kunnen uitbreiden, beïnvloed door de paleotopografie van het Pleistoceen substraat.

Getijdegeulen ontwikkelden zich. Ze erodeerden de Pleistocene sedimenten. Het waddengebied strekte zich steeds verder zuidwaarts uit bij stijgende zeespiegelstand. De diepte van de geulinsnijdingen en de geulopvullingen (Z1) geven op zichzelf geen enkele indicatie over de bestaande zeespiegelstanden. Op bepaalde plaatsen heeft de ontwikkeling van het hoogwad de zeespiegelstijging niet kunnen bijhouden zodat sequenties konden ontstaan met superpositie van klei-slikkeafzettingen en zandwadsedimenten. Mogelijks deden er zich bepaalde laterale milieuverschuivingen voor naargelang de kenmerken van de kustbarrière zich wijzigden. Bij het bereiken van het niveau -4m, trad in het gehele gebied een belangrijke wijziging op. Het waddengebied met de uitgestrekte getijdegeulen en zandwadplaten geraakten onderhevig aan een algemene verlandingsfase die kon te wijten zijn aan de geleidelijke afsluiting van de kustbarrière. De energie in het milieu nam af. Hetzelfde effect mag worden verwacht bij een netto-zeespiegelstandsverlaging.

De getijdegeulen verzandden, hoogwadsedimentatie breidde zich lateraal uit. Lagunaire omstandigheden met afnemend zoutgehalte kwamen tot stand. In de sequentie werd het sediment fijner naar boven toe (het zandgehalte nam drastisch af); de mollusken associatie veranderde; in de bovenste zone wordt rietdoorgroeiing mogelijk; venige intercallaties en lensjes met zoetwaterslakjes en broos continentaal schelpgruis ontwikkelde zich (K1). De sedimentaire structuren evolueerden van fijn gelamineerd tot homogeen.

De aanvoer van kleiig materiaal zette zich een hele tijd door onder stijgende watertafelcondities. Dit blijkt uit de dikte van lagunair pakket. De afzetting bleef continu onder water verzadigde omstandigheden. Actueel is deze laag (K1) zelfs nog



niet tot volledige rijping gekomen. De aanvoer van de klei kan gezien de afwezigheid van belangrijke rivierstelsels in het besproken deel van de kustvlakte slechts een mariene oorsprong hebben. De aanwezigheid van Scrobicularia plana in levenspositie tot het niveau -2.10m O.P. (Collector Bredene), laat over de zilte condities geen twijfel bestaan. Deze argumenten leiden tot de conclusie dat onder eventueel langzamer stijgende zeespiegelstanden een lagune (hier: een gebied met gebufferde getijdenamplitude) ontstond. De kritische waterdiepte en kritische waterkwaliteit voor rietgroei kwam slechts in de laatste fase tot stand, namelijk bij geleidelijke afsluiting van de klastische aanvoer en van de zoutwaterinput. De minimale waterstanden in de plas bereikten -2m O.P.. Rekening houdend met de weliswaar onmeetbare postsedimentaire klink en compactie, kon de waterstand nog minstens 0.5m hoger hebben gelegen. De lagune- (K1) en veenvorming hebben zich overal in het testgebied voorgedaan. Op het kaartblad Houthave kon de landwaartse begrenzing van de lagune worden gekarteerd (Kaart II. 12.).

## 7.2 DE ALGEMENE VERLANDING EN DE KLASTISCHE INTERCALLATIES

Phragmites australis kan na volledige afsluiting in de ondiepe plas massaal ontwikkelen (ALLEMEERSCH, 1984). Het rietveen evolueerde tot een bosveen (V1), uiteindelijk tot een hoogveen, waarbij het milieu evolueerde van eutrofe- tot oligotrofe omstandigheden (ombrotrofe) (V1 + 2).

In het grootste deel van het testgebied, ten zuiden van de lijn Bredene-Blutsijde komt een ononderbroken veenlaag (V1 +2) voor, waarvan de oorspronkelijke dikte tot 4m kon bedragen. Ten gevolge van klink en compactie echter werd de dikte gereduceerd tot maximaal 2m. De evolutie van rietveen over bosveen tot mosveen was evenwel niet algemeen. Ter hoogte van Bredene werd de veengroei onderbroken door een mariene fase met sedimentatie van klei. Dikwijls is de doorgroeiing met rietrhizomen gedeeltelijk pas tijdens de vorming van het bovenliggende veen tot stand gekomen. De sporadische aanwezigheid van Scrobicularia plana bewijst de mariene invloed.

De klastische onderbreking is geen klapklei: diktes van meer dan 80cm werden bereikt, de klei is kalkhoudend, het boven-



liggende veen heeft opnieuw een dunne rietrijke basislaag. Er is geen breuk waargenomen ter hoogte van de overgang naar het oligotroof veengedeelte. De positie ten opzichte van de vermoedelijke kustlijn is dermate dat op deze plaats geen klapklei formatie wordt verwacht. De nabijheid van mariene omstandigheden wordt in de pollensamenstelling gereflecteerd in het onderste gedeelte van de continue veenlaag (Chenopodiaceae).

Pollenanalyses (BILLIET, 1981, VERBRUGGEN, mondelinge mededeling) noch de sequentiele analyse van macroscopische plantenresten (ALLEMEERSCH, 1984) gaven enige indicatie over discontinuïteiten in de niet opgesplitste veensequentie (V1 + 2), zones waar hoogveen weer tot laagveen evolueert komen niet voor. In boorsequenties werd lokaal een Phragmitesrijke tussenlaag aangetroffen of een geïntercalleerde roestige oxidatiezone in de veensequentie. Waar mosveen in contact kwam met zoutwater stopte de veengroei.

De mariene inbraak had eveneens hydrologische gevolgen. De sedimentatie greep plaats onder in water in lagunaire omstandigheden zodat van klink wellicht geen sprake was, wel van compactie onder het gewicht van het sediment, waardoor een dikker kleipakket kon worden afgezet dan de netto-zeespiegelstandsverhoging zou doen verwachten.

De basis van de geïntercalleerde klei (K2) is opvallend scherp, hoewel de sedimentatie van klei zonder voorafgaande erosie moet zijn opgetreden. Bij de eindfase van de lokale overstroming traden analoge verlandingsverschijnselen op als bij de oorspronkelijke vervening. Gezien deze klastische tussenlaag zich bevond in een zeer klink- en compactiegevoelige sediment, kunnen de heersende zeespiegelstanden (hoogwaterlijn) niet worden afgeleid. De aanvoer van de klei gebeurde bij gemiddelde hoogwaterstanden die hoger lagen dan de lokaal bereikte veengroei. Waar de mariene invloed niet doordrong lag het veenoppervlak hoger. Gedurende de mariene inbraakfase kon de veengroei zich landwaarts doorzetten. De verveningsfase heeft zich kunnen ontwikkelen in fasen waarbij de mariene invloed gereduceerd was door de efficiënte bescherming van de kustbarriere. De afsluiting door mariene invloed veroorzaakt weliswaar een gelijkaardige hoogwaterstand - watertafelevolutie, doch de absolute hoogtes van



de hoogwaterstand en de watertafel zijn niet noodzakelijk gelijk gebleven gedurende de evolutie. Zo kon vervening van lagunes optreden onafhankelijk van de hoogwaterstanden. De hoofdvoorwaarde is immers een afsluiting van saliene invloed en van klastische aanvoer, een beperkte waterdiepte en een voldoende zoetwater aanwezigheid. De kleien spelen door hun ondoorlaatbaarheid een belangrijke hydrogeologische rol daar ze een hangwatertafel in stand kunnen houden relatief onafhankelijk van de zeespiegelstanden.

Vermits het studiegebied zich in een mesotidale zone uitstrekt is een lateraal gelijktijdig bestaan van uitgebreide veengebieden en open wadomstandigheden nagenoeg uitgesloten. De te grote drainagecapaciteit door de grote getijdeamplitude en de belangrijke zoutwaterinput bij waddenomstandigheden zijn immers nieterg gunstig voor veenvorming. In lagunes is de getijdewerking echter gebufferd en kan het zoutgehalte teruggedrongen zijn. In periodes van gelijktijdige veen en lagune-ontwikkeling was de kustbarriere toch nog vrij goed afgesloten. Volledige isolatie trad op bij de hernieuwde veenvorming. De watertafelrijzing kan de veengroei niet bijhouden, vandaar de evolutie van eutroof naar mesotroof tot uiteindelijk oligotroof veen. De overgang van laagveen naar hoogveen kan geïnduceerd zijn door een vertraagde watertafelstijging (een vertraagde hoogwaterlijnstijging (BEHRE K.E, STREIFF H, 1980 ). (\*)

De hydrogeologische gesteldheid en de goede protectie door de kustbarriere maken een niet gelijklopende evolutie van de zeespiegelstanden en de watertafel mogelijk. Er bestaat een zekere discrepantie tussen de gemiddelde hoogwaterlijn en de watertafel. Van zodra de ombrotrofe veengroei doorging konden mariene inbraken enkel lager ontwikkelde veengebieden overstromen. Indien de hoogwaterlijn dan de hoogte van het opgegroeide ombrotrofe veen overschreed, veroorzaakte dit een algemene beëindiging van de veengroei. In deze optiek kan de absolute hoogte van de veentop een meer interessante hoogwaterindicatie zijn dan de gereconstrueerde watertafel tijdens de veengroei, die uit de aard van het veen af te leiden is. Een en ander is modelmatig aangebracht op figuur X. 49.

Op deze figuur wordt ten opzichte van de relatieve tijdsas de relatieve hoogte uitgezet van de gemiddelde hoogwaterlijn,

(\*) Zie volgende bladzijde



de gemiddelde lokale watertafel in profiel, de sedimentaggradatie van klastische aard en de veengroei.

Bij het verlanden van de lagune, dus bij beginnende veenvorming, lagen hoogwaterlijn en watertafel op vergelijkbaar niveau. Vervolgens verliep het gescheiden tot bij de eerste mariene inbraak. Door lokale hydrologische omstandigheden kon op bepaalde plaatsen de veenvorming evolueren tot mosveen (figuur b), op andere plaatsen bleef het laagveen verder bestaan (figuur a). In het geval van gelijklopende stijging van de hoogwaterstand en de grondwatertafel in een hoogveengebied zou bij mariene inbraak het veengebied nooit overstroomd tenzij na gedeeltelijke erosie. De verschillen tussen watertafel en gemiddelde hoogwaterstand kunnen eventueel in een relatief korte periode ontstaan. Hierbij suggereren we dat de transgressies en de kustvlakte een eustatische oorsprong zouden hebben. De discrepantie tussen watertafel en hoogwaterstand is afhankelijk van tal van algemene en lokale factoren: de hydrogeologische gesteldheid die bijvoorbeeld in verlandings- en verveeringszones sterk verschillend kan zijn, de afstand tot de kustbarriere, de paleotopografie van het Pleistoceen substraat.

(\*) In principe is het voldoende dat zich door het regenwater een waterlaag ontwikkelt, waarbij de invloed van het eutrofe water van de grondwatertafel geminimaliseerd wordt. Dit kan volledig door klimaatwijzigingen te verklaren zijn.  
Over het synchroom voorkomen van dergelijke overgang is enige discussie ( OVERBECK, 1975 ).



### 7.3 DE UITEINDELIJKE MARIENE SEDIMENTATIE

Het beeindigen van de algemene veengroei ( Fig. X.49. transgressiefase 2 ) werd door mariene inbraken veroorzaakt. Aanvankelijk heersten lagunaire omstandigheden met de afzetting van een humeuze dunne kleilaag. Dit wordt bevestigd door pollenanalyses ( BILLIET, 1981 ).

Zoals gedurende de vorige mariene inbraak is het dan ook niet uitgesloten dat op bepaalde plaatsen veengroei synchroon zou hebben kunnen doorgaan. Het verschil in hoogte tussen de hoogwaterniveau's en de hoogte van de veentop zorgde voor overstromingen van alle gebieden lager dan +2.5m à +2.7m.

Na de initiële lagunaire fase is de toestand in het testgebied drastisch veranderd. De kustbarriere was na een periode van progradatie in zeewaartse richting (tijdens de veenvorming), weer landwaarts teruggedrongen en dus kwetsbaarder bij erosieve fasen. De al dan niet lokale inbraken doorheen de kustbarriere temperden niet langer de getijdenwerking. Daardoor werd de drainage in het gebied drastisch verstoord. De cyclische drainage onder getijdewerking kan zetting veroorzaken waarbij uitbreiding van de overstromingsvlakte mogelijk werd. Door de stijgende zeespiegelstand wordt het overstromingsgebied eveneens uitgebreid. In het achterland kunnen de doorbraken van de kustbarriere slechts effectief wadden tot ontwikkeling laten komen als de waterberging van het achterliggende bekken belangrijk genoeg is om getijdegeulen uit te schuren. Bij de lagunaire fase die de afzetting van de kleiïntercallatie in het veen veroorzaakte (K2) en bij de initiële overstroming na de veenvorming, was dit niet het geval.

De veentop lag enigszins lager dan de gemiddelde hoogwaterstand. De watertafel lag zelfs beduidend lager bij het einde van de veengroei ( Fig. X.46. ). Het is niet uitgesloten dat de veengroei beëindigd is door de versnelde watertafelstijging bij de toenemende mariene invloed. Oorspronkelijk lag het gebied relatief beschermd door hoogenergetische werking in getijdegeulen. In plassen werd klei gesedimenteerd. Verlanding uit zich in de sequenties door de aanwezigheid van kleikreken waarin Phragmites groeide, een plantensoort met beperkte zout-



tollerantie (10%) (ontsluiting Blutsijde-Collector Bredene). Bodemprofielen verdwenen door latere erosie of ontwikkelden zich door een zekere sedimentatie continuïteit niet, zoals dit het geval was meer oostelijk en zuidelijk in de kustvlakte. Vervolgens werd de impact van de getijdewerking belangrijker.

Op de lagunaire basislaag kwamen gelamineerde kleien voor (vergelijk met Grodenschichten) wijzend op hoogwadamstandigheden (schorre afzettingen). De hoogwadafzettingen evolueerden in de tijd tot gemengd wad, doordat de zeespiegelstijging relatief vlugger verliep dan de potentiële sedimentatie. De relatieve verhoging van de gemiddelde hoogwaterlijn kan versneld gebeuren als zich in de kustzone een geul ontwikkelt, waarbij meer landwaarts vloedkomeffecten spelen en in de buurt van de geulmonding door stuwing verhoogde hoogwaterstanden worden genoteerd. De sequenties met zandige intercallaties komen overigens vooral dicht tegen de kustlijn voor (zie model trans- en regressies). Een andere mogelijkheid is de verhoging van de hoogwaterlijninvloeden door verhoogde stormvloedfrequentie.

Door de inbraak van het geulensysteem van Bredene is de situatie duidelijk veranderd. De klei werd geërodeerd. Wellicht is die groeiende impact van de getijdegeul geleidelijk gebeurd. Opvallend is dat op hoogtes waar eerst klei sedimenteerde, in deze fase zanden worden afgezet.

Meer naar het oosten, te Klemskerke, zijn alle overgangen zeer geleidelijk, zonder sporen van verlanding. Te Bredene echter heeft zich erosie voorgedaan na een verlandingsfase. Verder zuidwaarts ontbreekt de grovere intercallatie, en eveneens enig spoor van intermediaire verlandingsfasen. De maximale ontwikkeling van de getijdegeul van Bredene heeft zich na een lokale verlandingsfase voorgedaan.

De hoogtetoeename werd door een geleidelijke compactie onder toenemende sedimentgewicht gecompenseerd. Vergelijken we het niveau waar we actueel de top van het veen aantreffen (+1m) en het niveau van de hoogwadafzettingen, dan moet voor en tijdens de vorming van een tweede hoogwadsequentie reeds een belangrijke compactie hebben plaatsgegrepen. Na de waddenfase is de klink maximaal 0,7 geweest (\*) op de plaatsen waar sequenties A.3.1 en A.3.2 voorkomen.

(\*) Maximale Hoogwaterlijn - de actuele hoogte van het maaiveld = 0,7m.



Twee belangrijke problemen stellen zich:

- hoe evolueerde de kustbarriere in de tijd?
- wat is de stratigrafische positie van de Middelloude duinen?

#### 7.4 DE EVOLUTIE VAN DE KUSTBARRIERE ( Fig. X. 50.)

Over de periode vóór de vorming van de zogenaamde "Middelloude duinen" zijn enkel uit de gevolgen voor het achterland het bestaan en de kenmerken van de kustbarrieres af te leiden. Door landwaartse migratie van de kustlijn zijn immers de meeste sporen door kusterosie opgeruimd. De vorming van lagunes en venen kan zich slechts ontwikkelen bij een relatief goede afsluitende werking van "kustbescherming". Onder stijgende zeespiegelstand is de kustlijn landwaarts gemigreerd met zijn maximale landwaartse uitbreiding vóór de algemene lagune- en veenvorming. Deze barrieres lagen zeewaarts van de actuele kustgordel in het oostelijk deel van de kustvlakte. Door vertragende zeespiegelstijging (ROEP, 1984, BEETS et. al., 1981) of door een verandering in sedimentatiebalans (LE FOURNIER, 1974 ) werd de barriere versterkt, de zee-gaten afgesloten, de eolische werking werd actief. Kortom, het geheel migreerde zeewaarts. De transportcapaciteit van de kuststromingen werd onvoldoende om het belang van de aanvoer van sediment te compenseren. De eolische impact bezorgt aan de barriere een supplementaire afschermende capaciteit. Eolische werking wordt aan een regressie fase ( JELGERSMA et. al., 1970 ) geassocieerd. Het is niet uitgesloten dat de initiële veengroei mogelijk werd door zeespiegelstilstand of lichte daling ervan, waarbij de duinvorming werd versterkt.

De mariene ingressies kregen steeds minder impact, tot een algemene afsluiting optrad. Ondertussen kwam veengroei in het beschermde achterland algemeen voor. Vanaf een bepaalde periode was kusterosie weer dominant ten opzichte van de sedimentaanvoer, hetgeen resulteerde in een hernieuwde landwaartse migratie. LE FOURNIER (1974) verklaarde dit in het streven naar een evenwicht in de sedimentverdeling. Deze kusterosie optredend bij langzaam stijgende zeespiegel, ruimde de gordel op. De bescherming van het achterland bleef uiteindelijk beperkt tot smalle strandwallen of erosieve stranden. Periodes



met versterkte stormvloedintensiteit en stormvloedfrequentie werkten deze doorbraken in de hand. Getijdegeulen vormden zich. Sedertdien was de kustbarriere opgesplitst in afzonderlijke waddeneilanden. De kustbescherming tussen Bredene-Bad en De Haan verdween al dusdanig.

Na de initiële vorming van de Bredene-geul en andere geulsystemen zorgde verdere geulerosie voor de opruiming van het veen en de waddenafzettingen. De oostelijke oever aan de monding van de Bredene-geul was onderhevig aan hoog-energetischer processen (vloeddominante stromingen, erosie door stormactiviteit..) De dominante winden en de kuststromingen veroorzaakten migratie van de getijdegeul in oostelijke richting. Hierbij werd voornamelijk het "westelijk" deel van het "oostelijk" waddeneiland aangetast. Door de beperkte erosiegevoeligheid van de hoog opgeslibde kleiplaten en van de veenlagen, heeft de ingressie zich niet ver landinwaarts laten gevoelen, behalve langs de geulen.

Landinwaarts, buiten de invloed van de geulen, kon de schorreontwikkeling ononderbroken doorgaan. Verzanding van de geul werkte hierop versterkend. Veranderingen in de morfologie van de waddeneilanden, ten gevolge van kustprocessen, modelleerden het zeegat. De verzanding veroorzaakte langzame vermindering van de bergingscapaciteit, hetgeen de opslibbing positief beïnvloedde. De verminderde berging kan ook door een veranderde stormvloedactiviteit, door zeespiegelvariaties en door opslibbing worden beïnvloed.

Door longitudinale stromingen, kritische golfactiviteit (SCHWARTZ, 1972) kon een "spit" ontwikkelen die de geul geleidelijk zal afsluiten vermits de erosie van de westelijke rand van het waddeneiland de aangroei van de spit niet kon volgen en de geulactiviteit verminderde door de kleinere bergingscapaciteit van het achterland. De impact van de getijdestromingen wijzigde, waardoor op de oostelijke geuloever sedimentatie kon optreden en wel onder de vorm van een "interne poulie" (BRIQUET, 1931).



Zandplaten werden hoog opgesedimenteerd en werden potentiële aanvoergebieden voor eolische werking. Resten van de externe spit (poulier) van de geul van Bredene kunnen gedeeltelijk bewaard zijn onder de recente duingordel. In elk geval strekt het duincomplex zich landwaarts uit ten opzichte van deze externe poulier. Een musoir bevindt zich meestal zeewaarts van de lengteas van de spit. De eigenlijke musoir kan door latere kustregularisatie verdwenen zijn. Een argument dat een interne poulier bij vloedstromingen in de geul is ontstaan langs de westelijke uitloper van een waddeneiland vonden we in de vloeddominante megaribbelstructuren tegen de oostelijke oever van de geul (ontsluiting Bredene).

Resten van naar het oosten evoluerende externe spits zijn gekend te Nieuwpoort en te Knokke, respectievelijk ter hoogte van de IJzer en Zwinggeul. Ook in De Haan-Vlissegem is een spit of poulier bewaard, ze sloot de geul van Stalhille gedeeltelijk af. In Westende wordt ten opzichte van de IJzermonding een landwaartse uitbreiding van het duinmassief waargenomen. Deze duingordel bevindt zich zeewaarts van de lengteas doorheen de poulier van Nieuwpoort.

In de beginfase van de waddeneilandenvorming uit de resten van de kustbarrières, waren die eilanden zeer mobiel en zeer kwetsbaar voor inbraken op diverse plaatsen. De geulen komen relatief dicht bij elkaar voor, (het geulencomplex van Stalhille, van Oostende-Zandvoorde en Bredene). Dit is vrij typisch voor mesotidale tot macrotidale omstandigheden (HAYES, 1979 ).

Onder de Middelloude duinen (D1) wordt een grof zand aangetroffen behorend tot het strandfacies Sl., waarin echter afwisselend kleilaminatie voorkomt. Dit is niet typisch voor strandafzettingen. De klei werd aangevoerd uit het achterliggend wad, door herwerking bij de oostwaartse migratie van de geul. De grove zanden onderscheiden we van wadsedimenten, daar in normale wadomstandigheden op dergelijke hoogtes ten opzichte van de hoogwaterlijn enkel klei sedimenteert. Deze strandafzettingen kwamen tot stand in het mondingsgebied van de geul. Het oostwaarts uitbreiden van het wadeiland door longshore-processen, ging gepaard met het verdwijnen van de hoogenergetische omstandigheden in het achterland.



Bij steeds efficiënter afsluiting van het zeegat tussen de twee waddeneilanden evolueerde het niet opgevulde gebied tot zandwad en in de laatste fase tot hoogwad met kleiafzetting. Op de hoge zandplaten van strandorigine kan dan in geïsoleerde kommen nog wat klei sedimenteren, doch tot schorre is de zandplaat niet kunnen evolueren. Na en tijdens de opvulling van de restgeul werden immers duinen ontwikkeld op deze zandige afzettingen.

Het feit dat de zware hoogwadklei de Middelloude duinen omgorden en dat onder die duinen de hoogwadklei ontbreekt, bewijst dat de klei pas na de duinvorming werd afgezet. De basis van het duinmassief ligt op  $\pm 4\text{m}$ . Waar het massief rust op de klei-zandalternatie is de grens scherp. Dit is een aanwijzing dat de springhoogwaterstanden ongeveer  $\pm 4\text{m}$  bereikten vóór de vorming van de duinen.

De veranderingen na het definitieve afsluiten van de kustbarriere beperken zich vooral tot deze barriere zelf. Kustregularisatie heeft zich voorgedaan. Belangrijke eolische werking is vanaf de 10e. eeuw opgetreden (Jonge Duinen). Op het strand werden tussen Bredene en Vosseslag, ter hoogte van de hoogwaterlijn, sporen van duinpannen aangetroffen (gegevens Geologische Dienst), daterend van de periode dat de strandlijn verder zeewaarts lag. In de actuele duinen (Jonge Duinen) zijn een aantal fasen te onderscheiden:

- initiële duinfasen waartoe ook de "Middelloude duinen" behoren;
- paraboolduinvorming met breder worden van de duingordel. Deze paraboolduinen kwamen tot stand na 1.000 A.D. onder dominante windrichtingen die vergelijkbaar zijn met de actuele. De strandlijn bevond zich verder zeewaarts dan actueel;
- ontwikkeling van de zeereepduinen bij de landwaartse migratie van de strandlijn.

Het achterland werd door bedijking en de beschermende invloed van de kustbarriere niet meer overstroomd. De inpoldering heeft klinkverschijnselen in de hand gewerkt.

## 8. CHRONOSTRATIGRAFIE (Tabel IV.4 en Tabel X.9.)

Voor de datering van de basisveenlaag (Vo), die te Bredene een zeer lokaal voorkomen heeft, zijn we op onrechtstreekse



correlaties aangewezen. De geconstrueerde zeespiegelcurves (JELGERSMA, 1979 ) en dateringen van veenlagen op vergelijkbare hoogtes in dezelfde stratigrafische context ( BAETEMAN, 1981 ) kunnen daarbij helpen. Hieruit leiden we een ouderdom af van 6.200 - 6.300 jaar B.P. Een analoge veenlaag komt voor in het profiel Houthave-De Haan, gesitueerd tussen -2.70m en -3m O.P. Lagunaire sedimenten zijn op het overigens weinig ontwikkelde veen afgezet en op vele plaatsen zelfs rechtstreeks op het Pleistoceen substraat. De algemene veengroei (V1 + 2) deed zich ter hoogte van het latere Romeinse site slechts vanaf -0.98m voor. Dit is relatief hoog in vergelijking met de hoogtes van de basis van het veen op andere plaatsen in het testgebied. Deze algemene verlanding trad namelijk op vanaf niveau -2m O.P., vanaf 5.600 jaar B.P. zoals ook door C14- analyses op andere plaatsen in de kustvlakte kan worden aangetoond ( ALLEMEERSCH, 1984). In de onderste zone van het veen blijft de mariene invloed gereflecteerd in de pollensamenstelling (Chenopodiaceae) ( BILLIET , 1981 ). Fagus is aanwezig aan de top van de onderste veenlaag (V1). Deze veenlaag is een laagveen ( $\pm$  20cm boven of onder de watertafel tot stand gekomen). De eutrofe omstandigheden hebben geheerst tot de eindfase. De watertafelgevoelige laagveenvorming was dus over de gehele periode onder andere beïnvloed door de onderliggende kalkrijke sedimenten van lagunaire oorsprong.

In de bovenste veenlaag (V2) zijn de Betula- en Myrica-fasen aanwezig, wijzend op mesotrofe omstandigheden in meer droge toestanden ( mond. meded. C. VERBRUGGEN ). Er is zelfs, afgesloten van enige mariene invloed, mosveen ontstaan in oligotrofe omstandigheden. Op basis van de Fagus-aanwezigheid werd de klastische intercallatie in het Subatlanticum geplaatst. De C14 -datering van de basis van V2 geeft echter een andere ouderdom aan (IRPA - 665;  $4380 \pm 65$  B.P.)

Te Leffinge is sedert  $\pm$  3200 jaar B.P. een stilstand in de veengroei opgetreden en zijn de omstandigheden niet meer gunstig geweest voor oligotrofe hoogveenontwikkeling. ( BAETEMAN, VERBRUGGEN, 1979 ). Meer zeewaarts, te Bredene, is de veengroei zeker doorgegaan tot in het Subatlanticum ( BILLIET, 1981 ).



Uit de paleogeografische reconstructie bleek de complexiteit van de gebeurtenissen na het beëindigen van de algemene veengroei. De datering van de top van dit veen wordt op basis van pollenanalyses bij het begin van het Subatlanticum gesitueerd. In betrekkelijk korte tijd heeft zich belangrijke sedimentatie voorgedaan ( $\pm 2\text{m}$ ) vóór de vestiging van de Romeinen in de Flavische Periode (70 - 100 jaar A.D.). De klei die zich op het veen bevindt is afgezet in relatief rustige wadden en lagunaire milieu's. De belangrijke getijdegeuluitbreiding heeft zich na de eerste wadden en lagunefase (K3/G3) voorgedaan

De Romeinse vestiging die zich boven de gemiddelde springvloed- en stormvloedhoogte moet hebben bevonden, komt vrij hoog voor ondanks de potentiële klinkgevoeligheid van het gebied. Verschillende venige niveau's zijn absoluut gedateerd ter hoogte van het Romeins site (Tabel X.9.) Dit site bevond zich ten zuiden van een open geultje. De bewaarde "darg"-lagen (OVERBECK, 1975 ) bewijzen de input van klastisch materiaal waarbij de zoutwaterinput gecompenseerd is kunnen worden door neerslag (pseudo-lagunair facies). De sedimentatie bereikte gedurende de Romeinse bewoning minimale hoogtes van +3.5m gezien de verwachte postsedimentaire zetting. Reeds vanaf +2.5m zijn sporen aangetroffen van bewoning, kunstmatig ontstaan in een lagunair gebied langs een weinig actieve kreek. Er is een ophoging opgeworpen om het overstromingsgevaar tegen te gaan. Oorspronkelijk werd de vorming van de Middeluude duinen gesitueerd tussen Duinkerke 1- en Duinkerke 2-transgressie ( AMERYCKX, 1954 ). In deze optiek zou de getijdegeulopvulling, de strandwalformatie in de Duinkerke 1-fase moeten geplaatst worden en de duinvorming vooral in het laatste deel daarvan. Onder de "Middeluude duinen" te De Haan geeft een C14-datering van schelpen aanwijzing in die richting ( DAUCHOT et. al., 1983, DECEUNYNCK, VERHAEGHE ). De datering van schelpen moet evenwel met de nodige restricties geïnterpreteerd worden. Het Romeins niveau zou zich dan langs de verlande restgeul bevinden. De Duinkerke II-fase zou over het gehele gebied beperkt zijn geweest tot een continue schorreontwikkeling. De extra hoge opslibbingshoogtes kunnen, zoals eerder aangegeven, door stuwingseffecten in de kustnabije zones in de buurt van het zeegat tot stand zijn gekomen.



Een alternatieve hypothese kan de fenomenen eveneens verklaren. Gezien de actuele hoogte van het maaiveld is de klink vrij miniem geweest en de compactiefactor na de Romeinse periode eveneens vermits er sedert de Romeinse bewoning praktisch geen sediment is toegevoegd. De bewoningshoogte geeft in deze optiek min of meer de werkelijke springhoogwaterlijn aan. Bovendien ligt de duinbasis vrij hoog ( op +4m), te hoog om reeds in de pre-Romeinse fase te zijn ontstaan. Dit leiden we uit diverse zeespiegelindicatoren af (bewoningsniveau's van de Romeinen, niveau's van vegetatiehorizonten op andere plaatsen). De geul of lagune waaraan de Romeinse vestiging zich bevond, kon in een latere fase zijn vergroot. De archeologica leren immers dat het site werd opgehoogd wegens overstromingsgevaar en dit vanaf de eerste eeuw A.D. en vanaf het niveau +2.7m (mondellinge mededelingen H. THOEN ). De geul met de geassocieerde duinen op de interne spit zou dan uit de D2-fase stammen. Romeinse resten op het strand te Wenduine (THOEN, 1978 ) ook vóór de Nederlandse kust( BENNEMA, VAN DER MEER, 1950. ) tonen in voldoende mate aan dat de kustgordel zich toen nog verder zeewaarts bevond. Een veenlaagje afgezet in een duinpan (ontsluiting De Haan-Blutsijde) heeft een ouderdom die bij het einde van de Duinkerke II-fase te situeren is.



## H. TESTGEBIED: DUINENGEBIED OOSTDUINKERKE-KOKSIJDE

### 1. INLEIDING

De Holocene sequenties uit het westelijk deel van de kustvlakte werden in recent onderzoek besproken ( BAETEMAN, 1981 ). Opvallend wordt daarbij de kuststreek (duingebied, strand en zandig gebied achter de duingordel) buiten beschouwing gelaten. Hier worden met behulp van een zeer beperkt aantal boorgegevens, morfologische- en ontsluitingsgegevens en op basis van literatuurstudie, sequenties bestudeerd die verschuivingen van de kustbarrieres in het Holoceen reflecteren. De hypothese die naar voor zal worden gebracht in verband met de evolutie van dit gebied is een toepassing van de inzichten verworven in het oostelijk deel van de kustvlakte enerzijds en anderzijds een aanvulling bij deze bevindingen. Het stelde ons in staat de problematiek van migrerende kustbarrieres te stellen en Holocene near shore en off shore-sedimenten te bestuderen als referentiemateriaal bij de Eemiaan sequenties. De basisgegevens bestaan uit een boorprofiel te Koksijde (Duinenabdij) en de studie van een ontsluiting met aanvullende boringen te Oostduinkerke.

Het westelijk deel van de kustvlakte trok onze aandacht om volgende redenen:

1.- In het westelijk deel van de kustvlakte komt zeewaarts van de lijn die de binnenduinen van Ghyvelde-Adinkerke (TAVERNIER, 1947 ) verbindt met Nieuwpoort, het oppervlakteveen niet voor in de ondergrond (BAETEMAN, 1981, MOORMANN, 1951). Bodemkundig onderzoek wees uit dat daar vrij ondiep zandwad en getijdegeul-sedimenten voorkwamen in een brede zone ( MOORMANN, 1951, TAVERNIER, 1970 ). De binnenduinen van Ghyvelde, de Oude duinen, kunnen restanten zijn van een fossiele zeereep met daarop gevormde duinen die het veengebied van mariene invloeden beschermen en dit reeds vóór 4300 jaar B.P.( DE CEUNYNCK, 1984). R. TAVERNIER (1947) dateerde de duinengordel op  $\pm$  5000 jaar B.P. Zeewaarts en gedeeltelijk onder die duinengordel kunnen aldus strand, near shore en off shore-sedimenten voorkomen. Deze zijn later gedeeltelijk herwerkt onder waddenomstandigheden die zich opnieuw hadden ingesteld nadat de kustbarriere zich zeewaarts



had verplaatst. Er wordt bij de behandeling van een boorprofiel dat de Kwartaire sequenties volledig behandelt, nochtans geen gewag gemaakt van eventuele open mariene off- en near-shore sedimentatie ( DENYS et al., 1983 ).

2.- Op de bodemkaart worden op grote hoogte (+2.8m à +3m) Atlantische wadsedimenten gesignaleerd ( W-gronden , MOORMANN, 1951 ). Op basis van de actuele inzichten in verband met de zeespiegelstanden, weten we dat het waargenomen regressieoppervlak op  $\pm 3$ m O.P., slechts gedurende het Subatlanticum is ontwikkeld. De hoogwaterstand, dus ook het waddenopslibbingsniveau heeft gedurende het Atlanticum nooit dergelijke hoogtes bereikt.

3.- Onder de actuele brede duingordel komt een zone voor waar de duinen onmiddellijk op oudere wadafzettingen rusten en een zeewaartse strook waar deze duinen op strandzanden rusten (LEBBE, DECEUNYNCK, 1980 ). In een tijdelijke afsluiting kon we te Oostduinkerke dergelijke sequentie in detail bestuderen. Tussen Oostduinkerke en Nieuwpoort komt een uitloper voor van de duinen die geassocieerd is aan de IJzermonding. De ontsluiting situeert zich ten noorden van de meest landwaartse uitbreiding van deze duinenrug.

4.- Het duinengebied is ten westen van Nieuwpoort bijzonder spectaculair ontwikkeld over een grote breedte. De aanwezigheid in die duinzone van archeologisch belangrijke indicaties, zoals het site De Panne en de Duinenabdij ( SCHITTEKAT, 1966; TERMOTE, 1981; DE CEUNYNCK & THOEN; 1981), zijn van belang voor de kennis van de stratigrafie van dit duincomplex. Deze stratigrafie is uiterst ingewikkeld en wordt door R. DECEUNYNCK (1984) in detail bestudeerd.

5.- Tussen de peilen 0 en +2m werden in het oostelijk deel van de kustvlakte geen hoogwadsedimenten, en weinig compactie- en in klinkingsgevoelige zones aangetroffen, terwijl het in dit gebied wel het geval is op deze peilen.

## 2. DE OUDE DUINEN

Deze duinen zijn volgens TAVERNIER (1970) enkel ontwikkeld tussen de Calais- en Duinkerke transgressiefasen.

H. THOEN (1978) plaatst de vorming van de binnenduinen bij het einde van Do-fase, dus rond 3000 jaar B.P. .



In feite is het vastleggen van een ouderdom van een kustbarriere, van welke aard zij ook moge wezen, onmogelijk daar het een continu verlopend verschijnsel is dat in functie van zeespiegelveranderingen, beschikbaar sediment en energetische evenwichten laterale verschuivingen onderging. Wel kunnen we een ouderdom afleiden van de meest landwaartse uitbreiding. In onze optiek is de formatie van de kustbarriere vanaf zijn meest landwaartse uitbreiding gedeeltelijk syngenetisch met de veenvorming of zelfs vóór de veenvorming tot stand gekomen. Bij de algemene vervening of verlanding, die zich volgens BAETEMAN (1981) definitief instelde vanaf 4800 tot 4200 jaar B.P. in het westelijk deel van de kustvlakte, vermoeden wij de ontwikkeling en versteviging van de kustbarriere die ontwikkelde uit een prograderend strand, uit spit en/of waddeneilanden. Sedimentologisch is het uitgesloten dat de meest landwaartse uitbreiding later tot stand zou gekomen zijn met erosie van het achterliggend veengebied, daar oudere veenlagen uitwijken op duinafzettingen (DE CEUNYNCK, 1984). In Nederland wordt het begin van de zeewaartse migratie vóór 4230 jaar B.P. gesitueerd (BEETS et al., 1976, ROEP, 1984, VAN STRAATEN, 1965). Bovendien verwachten we in het mesotidaal gebied de aanwezigheid van goed functionerende kustbescherming om veenvorming toe te laten (testgebied: Inbraakgebied Bredene). De grote ouderdom van de meest landwaartse barriere met duinbedekking zou kunnen afgeleid worden uit de overgang duin-strandsedimenten die bij de toen heersende hoogwaterstanden zeer laag ( $\pm$  -1m à 0m) diende te liggen. De duinvorming op die barriere zal herhaalde reactivatieperiodes hebben gekend, zelfs bij de vorming van de Jonge Duinen (vanaf 1000 jaar A.D.) (JELGERSMA et al., 1970). Daardoor kan het veen onder duinafzettingen of vertandend met duinafzettingen voorkomen.

De duingordel is later door de vorming of de reactivatie van getijdegeulen zoals de Avekapellegeul grotendeels opgeruimd ten oosten van Adinkerke. Enkel de zone zeewaarts van de Moeren bleef bewaard (Ghyvelde-Adinkerke). In de IJzertijd en de Romeinse periode moet die kustbarriere in elk geval het duingebied van De Panne reeds hebben bereikt (actuele strandlijn). Hoe de evolutie met zeewaarts verschuivende kustlijn is doorgegaan is moeilijk uit de bestaande gegevens af te leiden. Het is nochtans de enige plaats in de kustvlakte waar we zeewaartse



strandlijnmigraties kunnen bestuderen zoals we ze in het Eemian vermoeden bij het begin van de definitieve regressie.

De duinengordels en strandzones kunnen ontstaan zijn uit longshore-ruggen die tot boven de gemiddelde zeespiegelstand opgroeiden en verder evolueerden tot barrières, waarbij de depressie tussen de oude strandlijn en de nieuwe vorming, opgevuld is met zandwad, hoogwad en lagunaire afzettingen dit terwijl verder in het achterland veenvorming eventueel doorgang vond. Mogelijks is de verschuiving het gevolg van een geleidelijke prograderend strand, waarbij een zeer breed strandwallencomplex bestond, dat gedurende de latere Duinkerke-fasen intens is gewijzigd. Een ontsluiting te Noordveldhoek bewees de aanwezigheid van krekken tussen de Oude en de Jonge Duinen. Grove strandfacies worden er slechts beneden het peil Om aangetroffen.

### 3. DE KLASTISCHE SEDIMENTSEQUENTIES ONDER DE DUINENABDIJ: HET BOORPROFIEL.

#### 3.1 SITUERING EN PROBLEMATIEK

De intense eolische werking in de late Middeleeuwen heeft sterk de geschiedenis van de Duinenabdij mee bepaald. De Duinenabdij ligt op een hoogte van +6m T.A.W. . Deze abdij werd gebouwd op lage duinen. Het archeologisch complex werd onder een duin opgegraven dat hoogtes tot +9m bereikte. Een aantal boringen werden uitgevoerd op het domein zelf, in de lager liggende duinzones, ter hoogte van de Schoolhoeve ten Bogaerde en op het strand. We onderscheiden van onder naar boven volgende eenheden ( Fig. X.50. ).

#### 3.2 BESCHRIJVING VAN DE EENHEDEN

eenheid Z1 ( -4m / 0m )

Z1 is een middelmatig grijs (N3) zand (mediaan=175 $\mu$ m) dat een fijne fractie ( $\leq 63 \mu$ m) bevat die minder dan 5% bedraagt.



Het is gekenmerkt door heterogene insluitels: schelpkleppen, en schelpfragmenten, kleikeitjes, veengruis en -keien, kleikeien, zeldzame silex. Deze beslaan minder dan 5 gewichtsprocenten. De granulometrische curve is goed vergelijkbaar aan die van de hoger voorkomende afzettingen uit Z3. Op verspreide niveau's komen schelpaccumulaties voor. De schelpen hebben een frisse, meestal hun oorspronkelijke kleur. Kenmerkend en dominant is de aanwezigheid van Spisula subtruncata. klepppen, ook Cerastoderma edule, Macoma balthica, Donax vittatus komen voor. Ter hoogte van Schoolhoeve Ten Bogaerde komt Z1 dieper voor, beneden het peil -2m. De schelpendiversiteit is er belangrijker dan ter hoogte van de Duinenabdij. In bepaalde zones is Spisula sp. dominant. Grovere en fijnere lagen (0.5m dik) wisselen elkaar af. Vanaf het peil -6m komt een zeer fijn donkergrijs (N5)zand voor dat fijn schelpgruis bevat.

eenheid K2/Z2 ( -1m / +2.7m )

Dit kleicomplex bestaat uit afwisselend zware kleilagen en zandige intercallaties. Overal komt bovenaan een compacte zware klei voor die onder de Duinenabdij tot 2m T.A.W.reikt en verder landinwaarts zelfs tot op 2,7m voorkomt. De basis van dit kleicomplex ligt lager in meer landwaartse boringen (-2m) dan onder de Duinenabdij. Verkenningboringen in de omgeving van de abdij wezen uit dat die laag vrij algemeen voorkomt, behalve in de onmiddellijke nabijheid van het actueel strand. De klei is kalkhoudend tot kalkrijk. Het zandgehalte in de kleiige zones varieert tussen 5 en 18%. Onder de Duinenabdij komen twee kleilagen voor, gescheiden door een zandige intercallatie. Bij Hof Ten Bogaerde komt de bovenste kleilaag eveneens voor op een iets hoger niveau evenwel. De kleilaag gaat over in een fijn zand Z2, gekenmerkt door de aanwezigheid van Cerastoderma edule; Scrobicularia plana, (gefragmenteerde en volledige kleppen) en verspreide Hydrobiidae. Van de onderliggende laag Z1 is de laag Z2 te onderscheiden door de iets fijnere granulometrie en de molluskenassociatie.

eenheid Z3 ( +15m / +2m)

Z3 is een middelmatig zand dat fijner wordt naar onder toe. Twee facies worden onderscheiden:

-Z3a heeft een mediaan van +200  $\mu$ m

-Z3b het onderste facies met een mediaan van 180  $\mu$ m

De overgang tussen beide facies verloopt geleidelijk. Het zand bevat minder dan 1% fijne fractie ( $<63\mu$ m).

Minder dan 2% is grover dan 500 $\mu$ m. Het materiaal is kalkhoudend, behalve bovenaan. Decalcificatie door insijpelend regenwater en andere initiële bodemvormende processen zijn daar de oorzaak van. Het zand is relatief goed gesorteerd, het bevat weinig insluitels. Naar onder toe komen fijne laagjes met zeer fijn zand en schelpgruis voor.

### 3.3 INTERPRETATIE

Hier moeten we de gegevens integreren in een bestaand boorprofiel (LEBBE in DENYS et al., 1983)



De eenheid Z1 bevat een fauna die de kustnabijheid illustreert (Spisula sp.). Deze sedimenten kunnen in near shore omstandigheden afgezet zijn toen de kustbarriere zich meer landwaarts uitstreckte, dit wil zeggen ten zuiden van de Schoolhoeve Ten Bogaerde. De dikke pakketten zandige Holocene sedimenten die zich in de ondergrond bevinden tussen De Panne, Adinkerke en Koksijde kunnen grotendeels uit off shore en near shore sedimenten opgebouwd zijn. Diatomeeënonderzoek, schelpen en dateringen spreken die hypothese niet tegen, hoewel deze afzettingen als dusdanig niet geïnterpreteerd werden. Deze afzettingen zijn in die optiek ontwikkeld bij de zeewaartse kustmigratie tijdens de veenvorming. De veenplaten zijn landwaarts voor de kustgordel ontwikkeld.

Gedurende de Duinkerkefase werden grote gedeeltes van de barriere opgeruimd bij het ontstaan van belangrijke getijdegeulen. Enkel het gedeelte tussen Adinkerke en Ghyvelde bleef bestaan. Daar was de duingroei dermate hoog en de positie ten opzichte van de ontwikkelde geulen dermate gunstig dat ze konden bewaard blijven. Waddenafzettingen worden achter de nieuw gevormde meer zeewaarts gesitueerde barriere gevormd. Daarbij valt de hoogwadafzetting tussen  $-0.7\text{m}$  en  $+0.5\text{m}$  op, afzetting die we onder de Duinenabdij aantreffen bedekt door een tweede complex tot op  $+2\text{m}$ . Bij de uit de sedimentatiehoogtes afgeleide hoogwaterstanden van dit complex verwachten we veengroei. Dit is in ieder geval in het oostelijk deel van de kustvlakte zo.

De hoogwadamstandigheden wijzen echter op een zeewaarts gesitueerde kustlijn. C. BAETEMAN (1981) bracht naar vóór dat gedurende veenvorming de grote getijdegeulen min of meer open lagen en als veenstromen fungeerden. In dit geval zou van een gesloten kustbarriere geen sprake geweest zijn. Het blijft zeer de vraag of in een gebied met zo'n belangrijke getijdeamplitude lateraal en gelijktijdig wadden en veen kunnen ontwikkelen. Het veengebied kan ook beschermd zijn gebleven door de oorspronkelijke barriere. Mogelijks was de getijdeamplitude getemperd geweest. Een tweede belangrijke fase ontwikkelde zich met hoogwaterlijn tot  $+2.7\text{m}$  à  $+3\text{m}$ . Tijdens deze fase werd ook sediment op het veen afgezet en was de veengroei op de meeste plaatsen definitief beëindigd. Onder de



duinen is het sedimentatieniveau tot +2m en lager teruggebracht door compactie onder het gewicht van de belangrijke duinformaties die later over het gebied migreerden.

Het sedimentatieniveau van hoogwadafzettingen onder de Duinenabdij ligt ondanks de potentiële compactie te laag om tot de laatste wadfase ( de Duinkerke IJ-fase) te behoren die buiten het duingebied sedimentatiehoogtes van +4.5m bereikt.

In het studiegebied wordt op het peil +2m à +3m een bedolven bodemoppervlak of vegetatieniveau aangetroffen dat we op basis van die hoogteligging en de positie ten opzichte van gedateerde veenlagen tussen de Duinkerke I en Duinkerke II-fase situeren. Onder een belangrijk deel van de actuele duinen bevinden zich oudere duinen die sedimentologisch niet noodzakelijk van de recente te onderscheiden zijn. Zo komen in De Panne Romeinse en IJzertijd bewoningssporen voor op andere duinen ( THOEN, 1978; DE CEUNYNCK & THOEN, 1981 ).

Zeewaarts van de Duinenabdij komen fossiele strand en near shore sedimentsequenties voor die te associëren zijn aan de oudere duinvorming. Daar ontbreken de wadafzettingen en zijn de strandafzettingen door duinen overstoven. De laterale beweging van de kustlijn heeft ingewikkelde evoluties ondergaan, waarbij erosie en afzettingsfasen afwisselden. Vóór of tijdens vorming van de Jonge Duinen (1000 jaar A.D.) en na de hoogwadsedimentatie tot +2.7m, moet het strand enkele honderden meter zuidwaarts hebben gelegen.

Landwaarts van de gebieden waar Pre-Romeinse duinen zich bevonden ging aggradatie onder waddenomstandigheden door tot het peil + 4,5m (DE CEUNYNCK, 1984). Bij de vorming van de Jonge Duinen, waarbij tussen De Panne en Nieuwpoort grote paraboolduinen en een centraal wandelduin ontwikkelden (DE PUYDT, 1972 ), zijn kernen van de oudere duingordels opnieuw opgenomen in de duingordel en zijn ook achterliggende opgeslibde wadden bedekt door duinzand.

Over de ouderdom van deze oudere bedekte duinen kunnen we enkel stellen dat gedeelten Pre-Romeins en uit de IJzertijd zijn (o.a De Panne) (THOEN, 1978; DE CEUNYNCK & THOEN, 1981 ).



Het is niet uitgesloten dat op andere plaatsen jongere duingordels bewaard zijn gebleven die bijvoorbeeld Romeins zijn of van post-Duinkerke II ouderdom. Er wordt aangenomen dat de oudere duingordels gedurende de periodes met actieve wadontwikkeling op bepaalde plaatsen doorbroken waren en de eventuele wadeilanden niet noodzakelijk met de actuele dimensies van de duingordel vergeleken mogen worden.

Samengevat evalueren we de evolutie als volgt.

De open kustlijn nam zijn meest landwaartse positie in vóór de veenvorming. Deze migratie zorgde voor de erosie van de oudere lagunaire en hoogwadsequenties. Door de zeewaartse migratie van de strandwallen werd een gebied van mariene invloed afgesloten waarbij de voorwaarden van veenvorming werden begunstigd. Bij zijn meest zeewaartse uitbreiding lag de strandlijn verder zeewaarts dan het actueel strand. De zeewaarts gemigreerde barriere werd in bepaalde fasen gefragmenteerd tot wadeilanden met vorming van een achterliggend wad waarin belangrijke geulen en zandwadden functioneerden. Op een bepaald ogenblik is een hernieuwde landwaartse migratie van de barriere doorgegaan tot enkele honderden meter landwaarts van de actuele zeereep. Deze kustlijn heeft vervolgens opnieuw progradiatie ondergaan. Meerdere eolische fasen hebben zich ondertussen voorgedaan met in de late Middeleeuwen ( 14e-eeuw ) (DE CEUNYNCK, 1984 ) de vorming van de parabool- en wandelduinen. Daardoor werd de Duinenabdij uiteindelijk overstoven.

#### 4. DE ONTSLUITING : OOSTDUINKERKE-ANNECAERT

##### 4.1 SITUERING EN PROBLEMATIEK

In het duinmassief te Oostduinkerke ontsloot een sequentie waarbij strandfacies bedekt waren door duinsedimenten (Foto X.1. ). Op +4.5m komt een humeuze intercallatie voor die lateraal grote uitbreiding kent.

##### 4.2 BESCHRIJVING VAN DE EENHEDEN

eenheid Z1 (            / +4.30 m )

Middelmatig, kalkhoudend zand (mediaan 175  $\mu$ m).  
Er is in dit kalkrijk sediment een zekere aaneenkitting waar-



genomen bij de uitdroging. De eenheid is gekenmerkt door zijn schelpeninhoud, weergegeven op tabel IX.7. Ook verspreid veengruis komt voor. Het bestaat uit subhorizontaal tabulair gelaagde sets met schelpaccumulaties beneden het peil +3m; hoger komen de schelpen verspreid voor. De sets zijn door subhorizontale erosieoppervlakken begrensd met op deze vlakken verspreide schelpkleppen. Inwendige tabulaire microlaminatie komt voor. Sommige schelpkleppen staan vertikaal georiënteerd. Schelpkleppen in levenspositie komen niet voor. Bioturbatiesporen komen slechts zeer zelden voor. Microribbels treffen we slechts af en toe aan. Dit zand is opvallend fijner dan dit lager dan +4.5m aangetroffen meer naar het zuidwesten toe in de zone die het verlengde van de lage duingordel van Nieuwpoort-Oostduinkerke uitmaakt. Ook de schelpensamenstelling is daar enigszins verschillend met een dominantie van Donax vittatus en Cerastoderma edule. Landwaarts neemt het schelpgruisgehalte af. Ook meer zeewaarts, verder van de landwaartse rand van de "oudere duingordel", is opvallend weinig schelpgruis aanwezig.

eenheid Z2 ( +4.40m / + 4.70m )

Ontkalkt, doorworteld, middelmatig grijs zand, dat door plantenbioturbaties gehomogeniseerd is. Vertikale doorwortelingssporen komen voor. De basisovergang is vrij geleidelijk. De overgang naar het venig niveau gebeurt vrij scherp. Lokaal komen zeer fijne schelpfragmentjes voor.

eenheid V1 ( +4.70m / +4.90m )

Humeus tot venig zand, donkerbruin tot zwart, met verspreide macroscopische plantenresten. Dunne lensjes met ingewaaid fijn zand komen sporadisch voor.

eenheid Z3

Middelmatig zand dat parallel trogvormig tot planair kruisgelaagd is. Naar boven toe komen tangentiëel trogvormige kruisgelaagde cosets voor. Laminae met grof schelpgruis komen vooral in de onderste sets voor. De dikte van deze laag kan 5m bereiken. De kruisgelaagde cosets hebben zeer wisselende dimensies. Meestal zijn ze niet hoger dan 70cm. Ondanks het duidelijk eolische ontstaan dat zich uit in de actuele morfologie, valt de complexe opbouw van dit duinmassief op, waarbij het vooral onderaan onmogelijk is de dominante windrichting uit de sedimentaire structuren af te leiden.

#### 4.3 SEDIMENTGENETISCHE EN STRATIGRAFISCHE INTERPRETATIE

In deze ontsluiting worden hoger gesiteerde strandzanden aangetroffen, bedekt door duinen die een ingewikkelde ontstaansgeschiedenis hebben gehad. De laag Z1 behoort tot strandsedimenten op basis van volgende argumenten:

-Er komt een molluskenassociatie voor met een vergelijkbare samenstelling als deze op het actueel strand.



In de strandzone tussen De Panne en Oostduinkerke hebben we actueel een belangrijker voorkomen van Venerupis pullastra opgemerkt, met afwezigheid van Natica sp. en dominantie van Cerastoderma edule en Spisula sp. . De frequentie van de schelpkleppen is op het actuele strand te Oostduinkerke het grootst tegen de duinreep aan, dus op het hoogstrand. Over de totale lengte van de ontsluitingswanden moeten we een vergelijkbare schelpenfrequentie constateren in de paleo-strandafzettingen ten opzichte van de actuele. Hierbij hebben we in de paleo-strandafzettingen de frequentie op bepaalde vervolgbare niveau's nagegaan en vergeleken met de waarnemingen op het strandoppervlak. Op het actuele strand langs onze kust is de schelgruisfrequentie beduidend hoger.

De tabulaire microstratificatie met microribbels is typisch voor een weinig hellend hoogstrand. Deze structuren die over 1,5m worden aangetroffen, geven een indicatie over de aard van het strand gedurende de verschuiving in zeewaartse richting. Bij de meest landwaartse uitbreiding (Oostduinkerke-Nieuwpoort) waren de omstandigheden energierijker. De "spit" van Nieuwpoort vormde zich. Wellicht door het ontwikkelen van een meer zeewaartse spit, is het strand naar het noorden gemigreerd. De dieper voorkomende lagen die toch al tot de mid-denste strandzone behoorden hebben ook een subhorizontale allure waardoor mag afgeleid worden dat een strandvlakte voorkwam, waarbij terzelfdertijd een verplaatsing van de IJzergeulmonding in oostelijke richting ontstond. De netto-progradatie van de zeereep bedraagt reeds meer dan 1km sedert ze het afsluitingsgebied bereikte.

In deze ontsluiting kunnen nu enkele typische strandverschijnselen in sequenties nagegaan worden. Swash en backwash veroorzaken het verticaal richten van de schelpkleppen.

Het ontbreken van belangrijke bioturbaties in de afzettingen is eveneens typisch voor hoogstrandafzettingen. De diepere zones bevatten lokaal wel secundaire verstoringen (wormbioturbaties). Hier ontbreekt de fijne fractie niet volledig. In de brede strandzone tussen Oostduinkerke en Nieuwpoort wordt actueel ook in bepaalde periodes klei afgezet, weliswaar met een beperkte potentiële bewaring. Deze kleifractie kan na



sedimentatie bij vloed in zeer ondiepe kommen, in het sediment percoleren bij terugtrekkend water.

Op het middenstrand komt gedeeltelijk frequenter micro-ribbels voor dan in de paleosequentie tot uiting komt.

De erosiecapaciteit in het milieu nam af naar boven toe evenredig met de netto-sedimentatie hoeveelheid. De grove fractie is bij storm aangevoerd, de golfwerking heeft de gemakkelijk vertransporteerbare schelpkleppen tot hoog in de sequentie gebracht.

De zandlaag Z1 verschilt van de hoge zandplaten in de getijdensequenties aangetroffen (zoals te Brugge Waterzuiveringsstation), door zijn nog hoger sedimentatieniveau, de grovere sedimenten, de gediversifiëerde molluskeninhoud en de sedimentaire structuren.

De overgang tussen de stranden en de duinafzettingen is niet scherp, de identificatie is bemoeilijkt door ontkalking en bodemvormingsverschijnselen in de later ontstane duinpan. Waar de veenlaag ontbreekt is de overgang gekenmerkt door een zone met aanrijking van fijn schelpgruis en door de toename van de frequentie van de schelpkleppen naar onder toe. De basis van het onderste duin ligt tussen +4m en +4.3m, wat wijst op een relatief hoge gemiddelde hoogwaterlijn bij de initiële vorming. Hieruit kan onrechtstreeks een datering afgeleid worden van dit paleostrand. Het is ontwikkeld vóór de paraboolduinvorming en tijdens een fase met hoge zeespiegelstand. De intense eolische werking die na 1000 jaar B.P. optrad, is in Nederland aan een steiler worden van de strandprofielen geassocieerd (BEETS et al., 1981) (ROEP, 1984).

Te Oostduinkerke wijzen de sedimentaire structuren van de strandafzetting niet op steile strandgradiënten.

Het duinpannenveen (V1) komt hier voor op een zeer dun duinpakket. De deflatiekommen kunnen tot op de lokale watertafel worden uitgeblazen. Deze watertafel wordt bovendien verhoogd functie van de hoogtetoename van de omringende duinformaties. Uiteindelijk is het gebied opnieuw overstoven door migrerende duinen. De sedimentaire structuren van de duinformatie wijzen op herhaalde deflatie tussenfazen waarbij schelpgruis werd aangerijkt. Na de ontwikkeling van de strandwal te Nieuwpoort waarbij onder zeer energierijke omstandigheden zand



werd afgezet, trad verzanding van het gebied op door migratie van de geul in oostelijke richting, eventueel geassocieerd aan een nieuwe "poulier" die ten opzichte van de eerste dichter bij de actuele richting van de kustlijn aansloot.

De vrijgekomen zandplaten zijn gevoelig voor eolische werking waarbij in de natuurlijke depressies of in de deflatiekommen zelfs veen tot ontwikkeling komt (vergelijk met de grote pante Knokke).



## B I B L I O G R A F I E

=====

- ALLEN, G.P., 1970 - Présentation d'un programme d'analyse granulométrique en Fortran IV. Bull. Inst. Geol. Bassin Aquitaine, 8 : 253 - 260.
- ALLEN, G.P.; CASTAING, P. & KLINGEBIEL, A., 1972 - Distinction of elementary sand populations in the Gironde estuary by R-mode factor analysis of grain-size data. Sedimentology, 19 : 21 - 35.
- ALLEN, J.R.L., 1968 - Current Ripples. Their relation to patterns of water and sediment motion. North Holland Publishing Comp., Amsterdam, 433pp.
- ALLEN, J.R.L., 1970 - Physical processes of sedimentation. An introduction. G.Allen & Unwin, London, 248pp.
- ALLEN, J.R.L., 1984 - Experiments on the settling, overturning and entrainment of bivalve shells and related models. Sedimentology, 31 : 227 - 250.
- AMERYCKX, J., 1949 - De historische Polders van Oostende. Natuurwet. Tijdschr., 31 : 142 - 150.
- AMERYCKX, J., 1953 - Ontstaan en evolutie van het Zwin in België. Natuurwet. Tijdschr., 34 : 99 - 110.
- AMERYCKX, J., 1963 - De Lage Moeren van Meetkerke. Biekerf, 5 : 153 - 157.
- AMERYCKX, J., 1953 - Verklarende tekst bij de bodemkaart van België. Kaartbladen Blankenberge 10E, De Haan 10W.
- 1954 - Verklarende tekst bij de bodemkaart van België. Kaartbladen Bredene 22W, Westkapelle 11E (Het Zwin), Heist 11E.
- 1958 - Verklarende tekst bij de bodemkaart van België. Kaartbladen Brugge 23W, Houtave 22E. Centrum voor Bodemkartering, Dir. R. Tavernier, Rijksuniversiteit, Gent.
- AMERYCKX, J., 1958 - Bodem en Bewoning in de Zeepolders. Natuurwet. Tijdschr., 40 : 176 - 193.
- AMERYCKX, J., 1959 - De ontstaansgeschiedenis van de zeepolders. Biekerf, 60(11) : 1 - 26.
- AMERYCKX, J.; MOORMANN, F.R., 1956 - Daringdelven in de Polders. Biekerf, 57(8) : 225 - 230.



- AMERYCKX, J.B.; VERHULST, A., 1958 - Enkele historisch-geografische problemen in verband met de oudste geschiedenis van de Vlaamse kustvlakte. Handel. Maatsch. Gesch. en Oudheidk., Gent, 12 : 3 - 26.
- ANDREWS, P.B.; VAN DER LINGEN, G.J., 1969 - Environmentally significant sedimentologic characteristics of beach sands N.Z. J. Geol. Geophys., 12 : 119 - 137.
- BAAK, J.A., 1936 - Regional petrology of the Southern North Sea. Verh. Leiden. Veenman en Zonen, Wageningen, 128pp.
- BAETEMAN, C., 1977 - The Belgian Coastal Plain : introduction. in R. Paepe (ed.), Southern Shores of the North Sea. X INQUA Congress Excursion Guide, 1977/C17 : 25 - 27.
- BAETEMAN, C. 1978 - New evidence on Marine Holocene in the western Belgian coastal plain. Bull. Belg. Verenig. Geol., 87 : 49 - 55.
- BAETEMAN, C., 1981 - De Holocene ontwikkeling van de Westelijke Kustvlakte (België). Onuitgeg. Doctoraatsverh., Brussel, 277pp.
- BAETEMAN, C.; CLEVERINGA, P. & VERBRUGGEN, C., 1981 - Het paleomilieu rond het Romeins zoutwinningsite van Leffinge. Professional Paper, Belg. Geol. Dienst, Brussel, 1981/7, 186, 33pp.
- BAETEMAN, C.; LAMBRECHTS, G. & PAEPE, R. 1974 - Autosnelweg Brugge Calais, Boringen en geologisch profiel, Sectie Veurne-Franse Grens. Professional Paper, Belg. Geol. Dienst, Brussel, 1974/2, 55pp.
- BAETEMAN, C.; VERBRUGGEN, C. 1979 - A new approach to the evolution of the so-called surface peat in the Western Coastal Plain of Belgium. Professional Paper, Belg. Geol. Dienst, Brussel, 1979/11, 167, 21pp.
- BAGNOLD, R.A., 1954 - The physics of blown sand and desert dunes. Methuen and Co, London, 265pp.
- BARCKHAUSEN, J.; PREUSS, H. & STREIF, H., 1977 - Ein lithologisches Ordnungsprinzip für das Küstenholozän und seine Darstellung in Form von Profiltypen. Geol. Jahrbuch, Hannover, A44 : 45 - 74.



- BASTIN, B., 1970 - La chronostratigraphie du Würm en Belgique, à la lumière de la palynologie des loess et limons. Ann. Soc. Géol. Belg., 93 : 545 - 580.
- BASTIN, A., 1974 - Regionale sedimentologie en morfologie van de zuidelijke Noordzee en het Schelde-estuarium. Doctoraatsverh., Kath. Univ. Leuven, 91pp.
- BEETS, D.J.; ROEP, T.B. & DE JONG, J., 1981 - Sedimentary sequences of the subrecent North Sea coast of the Western Netherlands near Alkmaar, in Holocene Marine Sedimentation in the North Sea Basin. in S.D. Nio; R.T.E. Schuttenhelm & T.J.C.E. Van Weering. International Association of Sedimentologists, Blackwell Scientific Publ., Oxford, London, Edingburgh, Boston, Melbourne, 5.
- BEHRE, K.E.; STREIF, H., 1980 - Kriterien zu Meeresspiegel und darauf bezogene Grundwasserabsenkungen. Eiszeitalter u. Gegenwart, 30 : 153 - 160.
- BENNEMA, J., 1954 - Bodem- en zeespiegelbewegingen in het Nederlandse kustgebied. Boor en Spade, 7 : 1 - 96.
- BENNEMA, J.; GEUZE, E.C.W.A.; SMITS, H. & WIGGERS, A.J., 1954 - Soil compaction in relation to Quaternary movements of sea-level and subsidence of the land, especially in the Netherlands. Geol. en Mijnb., N.S., 16 : 173 - 180.
- BENNEMA, J.; PONS, L.J., 1957 - The compaction of the Lower Peat, its water content and the escape of volatile constituents. in The excavation at Velsen. Verh. Kon. Ned. geol.-mijnbouwk. genootsch., geol. ser., 17 : 148 - 153.
- BENNEMA, J.; PONS, L.J., 1957 - The Holocene deposits in the surroundings of Velsen and their relations to those in the excavation. in The excavation at Velsen. Verh. Kon. Ned. geol.-mijnbouwk. genootsch., geol. ser., 17 : 199 - 218.
- BENNEMA, J.; VAN DER MEER, K., 1950 - De genese van Walcheren. Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Genootsch., 76(1) : 399 - 408.
- BERENDSEN, H.J.A.; ZAGWIJN, W.H., 1984 - Some conclusions reached at the symposium on geological changes in the Western Netherlands during the period 1000 - 1300 A.D. Geol. en Mijnb., 63 : 225 - 229.
- BILLIET, M., 1981 - Proeve tot landschapsreconstructie bij het Romeinse site te Bredene. Onuitgeg. Licentiaatsverh., Rijksuniversiteit Gent, 134pp.



- BIRD, E.C.F., 1969 - Coasts. M.I.T. Press, Cambridge, 246pp.
- BLACK, R.F., 1976 - Periglacial features indicative of permafrost. Ice and soil wedges. Quat. Res., 6 : 3 - 26.
- BOERSMA, J.R., 1969 - Internal structure of some tidal megaripples on a shoal in the Westerschelde Estuary, The Netherlands. Geol. en Mijnb., 48 : 409 - 414.
- BOERSMA, J.R.; TERWINDT, J.H.J., 1981 - Berms on an intertidal shoal : shape and internal structure. Spec. publs. int. Ass. Sediment., 5 : 39 - 49.
- BOERSMA, J.R.; TERWINDT, J.H.J., 1981 - Neap - spring tide sequences of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary. Sedimentology, 28 : 151 - 170.
- BRANDT, K., 1980 - Die Höhenlage ur- und frühgeschichtlicher Wohnniveaus in nordwestdeutschen Marschengebieten als Höhenmarken ehemaliger Wasserstände. Eiszeitalter u. Gegenwart, Hannover, 30 : 161 - 170.
- BRAND, G.; HAGEMAN, B.P.; JELGERSMA, S. & SINDOWSKI, K.H., 1965 Die lithostratigrafisch Unterteilung des marinen Holozäns an der Nordseeküste. Geol. Jahrbuch, 82 : 365 - 385.
- BRIQUET, A., 1931 - Le littoral du Nord de la France et son évolution morphologique. Librairie Armand Colin, Paris, 439pp.
- BURGER, H., 1976 - Log-normal interpolation in grain size analyses. Sedimentology, 23 : 395 - 405.
- CAILLEUX, A., 1943 - Distinction des sables marins et fluviatiles. Bull. Soc. Géol. France, 13 : 125 - 138.
- CAILLEUX, A.; TRICART, J., 1959 - Initiation à l'étude des sables et des galets. C.D.U., Paris, 376pp.
- CAILLEUX, A.; VERGER, F., 1961 - Graphiques granulométriques. C.D.U. et S.E.D.E.S., Réunion, 44pp.
- CEPEK, P.; REINECK, H.E., 1970 - Form und Entstehung von Rieselformen in Watt- und Strandbereich. Senckenbergiana marit., 2 : 3 - 30.
- CHAPPELL, J., 1967 - Recognizing fossil strand lines from grain-size analysis. J. Sediment. Petrology, 37 : 157 - 165.



- CLAESSENS, J.; BELMANS, H., 1984 - Overzicht van de tijwaarnemingen in het Zeescheldebekken gedurende het decennium 1971-1980. Tijdschr. Openbare Werken van België, 1984(3).
- CLAEYS, J.; DESOET, F.; MAES, F.; NAERT, P. & PRUOST, D., 1981 Ontstaansgeschiedenis van de Zwinstreek. Kaartenmap met verklarende teksten. Jonge Economische Kamer, Knokke-Heist.
- CLARYSSE, R., 1974 - The diatom flora of the Steenbrugge - clay (Eemian). Meded. Kon. Acad. Wet., België, 36 : 72 - 77.
- CLIFTON, H.E., 1982 - Discrimination between subtidal and intertidal facies in Pleistocene deposits, Willapa Bay, Washington. J. Sediment. Petrology, 1983(53) : 353 - 369.
- COLQUHOUN, D.J., 1969 - Geomorphology of the lower coastal plain of South Carolina. Div. Geol. State Dev. Board, N.S., 15 : 1 - 36.
- COORNAERT, M., 1972 - Topografie, geschiedenis en toponimie van Sint Pieters op de Dijk tot 1899. Heemkundige kring Maurits van Coppenolle, 313pp.
- COORNAERT, M., 1973 - Over de hydrografie van Brugge. Album Albert Schouteet, Westvl. Verbond van kringen voor Heemkunde : 23 - 35.
- CROMMELIN, R.D., 1964 - A contribution to the sedimentary petrology and provenance of young Pleistocene cover-sands in the Netherlands. Geol. en Mijnb., 43(9) : 389 - 402.
- DAUCHOT-DEHON, M.; HEYLEN, J., 1969 - Koolstof 14-dateringen van schelpen en veen uit het Oostelijk Kustgebied (België). Natuurwet. Tijdschr., 51 : 138 - 140.
- DAUCHOT-DEHON, M.; HEYLEN, J.; VAN STRYDONCK, M., 1981 - Institut Royal du Patrimoine Artistique Radiocarbon Dates VII. Radiocarbon, 23(1) : 33 - 37.
- DAUCHOT-DEHON, M.; VAN STRYDONCK, M. & HEYLEN, J., 1983 - Institut Royal du Patrimoine Artistique Radiocarbon Dates IX. Radiocarbon, 25(3) : 867 - 874.
- DAUCHOT-DEHON, M.; VAN STRYDONCK, M. & HEYLEN, J., 1984 - Institut Royal du Patrimoine Artistique Radiocarbon Dates X. Radiocarbon, 26(3) : 384 - 391.



- DAVIS, J.C., 1973 - Statistics and data analysis in geology.  
John Wiley & Sons Inc., U.S.A., 550pp.
- DAVIS, R.A.Jr., 1978 - Coastal Sedimentary Environments. Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin, 420pp.
- DAVIS, R.A.Jr.; HAYES, M.O., 1984 - What is a wave-dominated coast?  
Marine Geology, Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam,  
60 : 313 - 329.
- DE BEER, E., 1973 - Grondmechanica - deel I - Inleidende begrippen. NV. Standaard, Antwerpen, 114pp.
- DE BEER, E., 1972 - Grondmechanica - deel II - Funderingen.  
NV. Standaard, Antwerpen, 272pp.
- DE BREUCK, W., 1964 - Diffraktogrammen van zware mineralen associaties in het Belgisch Tertiair en Kwartair. Natuurwet. Tijdschr., 46 : 183 - 189.
- DE BREUCK, W.; DE MOOR, G., 1967 - Een Paniseliaan-ontsluiting op het strand van Wenduine ? Natuurwet. Tijdschr. , 49 : 229 - 234.
- DE BREUCK, W.; DE MOOR, G. & MARECHAL, R., 1969 - Lithostratigrafie van de kwartaire sedimenten in het Oostelijk Kustgebied (België). Natuurwet. Tijdschr., 51 : 125 - 137, 3fig.
- DE BREUCK, W.; DE MOOR, G., 1972 - The coastal aquifer of Belgium. Onuitgeg. verh., Rijksuniversiteit, Gent.
- DeCELLES, P.G.; LANGFORD, R.P. & SCHWARTZ, R.K., 1983 - Two new methods of paleocurrent determination from through cross-stratification. J. Sediment. Petrology, 53(2) : 629 - 642.
- DE CEUNYNCK, R.; THOEN, H., 1981 - The Iron Age settlement at De Panne-Westhoek. Ecological and geological context. Helium, 21 : 21 - 42.
- DE CEUNYNCK, R., 1984 - A contribution to the study of dune deposits of the Belgian coastal plain. Bull. Belg. Verenig. Geol., 93(3) : 251 - 254.
- DECHEND, W., 1958 - Marines und brackisches Eem im Raum der Ems-Mündung. Geol. Jahrbuch, 76 : 175 - 190.
- DE CONINCK, J.; NOLF, D., 1978 - Notes sur les couches de base de la formation du Panisel entre Torhout et Tielt. Bull. Belg. Verenig. Geol., 87(3) : 171 - 178.



- DEDUYTSCHÉ, A., 1974 - Studie van enkele geomorfologische aspecten van het Zuid-Brugse Dallandschap. Onuitgeg. Licentiaatsverh., Rijksuniversiteit, Gent, 58pp.
- DE GANS, W., 1981 - Stratigraphy, palynology and radio carbon data of Eemian and Early Weichselian fluvial deposits in the Drentsche Aa valley system (Drente, The Netherlands). Geol. en Mijnb., 60 : 193 - 202.
- DE GROOTE, V., 1977 - Pollenanalytisch onderzoek van Midden- en Boven-Pleistocene afzettingen in Vlaanderen. Onuitgeg. Doctoraatsverh., Rijksuniversiteit, Gent, 98pp.
- DE GROOTE, V.; MOORKENS, T., 1969 - Mikroskopisch onderzoek (palynologie en foraminiferen) van een Kwartair monster te Uitkerke (Belgische Kust). Natuurwet. Tijdschr., 51 : 94 - 110.
- DE JONG, J., 1960 - The morphological evolution of the Dutch coast. Geol. en Mijnb., 39 : 638 - 643.
- DE JONG, J., 1984 - Age and vegetational history of the coastal dunes in the Frisian Islands, The Netherlands. Geol. en Mijnb., 63 : 269 - 275.
- DE JONG, J.; HAGEMAN, B.P., 1960 - De legende voor de Holocene afzettingen op de nieuwe geologische kaart van Nederland (1/50000). Geol. en Mijnb., 39 : 644 - 653.
- DE JONG, J.D.; HAGEMAN, B.P. & VAN RUMMELEN, F.F.F.E., 1960 - De Holocene afzettingen in het deltagebied. Geol. en Mijnb., 39 : 654 - 660.
- DE LEENHEER, L.; VAN RUYMBEKE, M., 1960 - Monografie der zeepolders. Rijkslandbouwhogeschool, Gent, 416pp.
- DE MEULEMEESTER, J.; TERMOTE, J., 1982 - De middeleeuwse dorpskern van Zoutenaai. Een archeologisch onderzoek. Wet. Kult. Centr. Duinenabdij en Westhoek, Koksijde, 20pp.
- DE MOOR, G., 1960 - De depressie van het kanaal Gent-Brugge. Tijdschr. Belg. Verenig. Aardr. Stud., 29 : 283 - 310.
- DE MOOR, G., 1963 - Bijdrage tot de kennis van de fysische landschapsvorming in Binnen-Vlaanderen. Tijdschr. Belg. Verenig. Aardr. Stud., 32 : 329 - 433.
- DE MOOR, G., 1973 - Toepassingsmogelijkheden van de lithostratigrafische principes (Hedberg, 1972) op de Kwartaire afzettingen in Vlaanderen. Nat. Com. Kwart.-Stratigrafie, Brussel, 14pp.



- DE MOOR, G., 1974 - De afzetting van Dendermonde en haar betekenis voor de Jong-Kwartaire evolutie van de Vlaamse Vallei. *Natuurwet. Tijdschr.*, 56 : 3 - 68.
- DE MOOR, G., 1981 - Periglacial deposits and sedimentary structures in the upper pleistocene infilling of the Flemish Valley (NW-Belgium). *Biul. Periglac.*, 28 : 277 - 290.
- DE MOOR, G., 1981 - Erosie langs de Belgische Kust. *De Aardrijkskunde*, 1 & 2 : 279 - 294.
- DE MOOR, G., 1983 - Cryogenic Structures in the Weichselian Deposits of Northern Belgium and their significance. *Polarforschung*, 53(2) : 79 - 86.
- DE MOOR, G.; DE BREUCK, W., 1964 - Geo-electrisch onderzoek bij de geologische overzichtskartering van West-Vlaanderen. *Natuurwet. Tijdschr.*, 46 : 215 - 240.
- DE MOOR, G.; DE BREUCK, W., 1969 - De freatische waters in het Oostelijk Kustgebied en in de Vlaamse Vallei. *Natuurwet. Tijdschr.*, 51 : 3 - 68.
- DE MOOR, G.; DE BREUCK, W., 1973 - Sedimentologie en stratigrafie van enkele pleistocene afzettingen in de Belgische Kustvlakte. *Natuurwet. Tijdschr.*, 55 : 3 - 96.
- DE MOOR, G.; DE DECKER, M., 1982 - Sedimentkenmerken van strandzanden op de Belgische kust. *Natuurwet. Tijdschr.*, 63 : 49 - 80, 3fig., 5tab.
- DE MOOR, G.; GEETS, S., 1973 - Sedimentologie en lithostratigrafie van de eocene afzettingen in het zuidoostelijk gedeelte van de Gentse agglomeratie. *Natuurwet. Tijdschr.*, 55 : 129 - 192.
- DE MOOR, G.; HEYSE, I., 1971 - De noordelijke dalwandvoet van de Depressie van Beernem. *Tijdschr. Belg. Verenig. Aandr. Stud.*, 40(1) : 69 - 110.
- DE MOOR, G.; HEYSE, I., 1974 - Lithostratigrafie van de kwartaire afzettingen in de overgangszone tussen de Kustvlakte en de Vlaamse Vallei in Noord-West België. *Natuurwet. Tijdschr.*, 56 : 85 - 109.
- DE MOOR, G.; HEYSE, I., 1976 - Kwartairgeologie en geomorfologie in Noordwestelijk Vlaanderen. *Nationaal Centrum voor Geomorfologisch onderzoek, Leuven, Werkstukken*, 16 : II 1 - II 71.
- DE MOOR, G. et al., 1984 - Fluviatiele morfologie, dynamiek en evolutie. in Water voor Groen. Vierde Wetenschappelijk Congres voor Groenvoorziening, Brussel : 149 - 174.



- DE MOOR, G.; HEYSE, I., 1978 - De morfologische evolutie van de Vlaamse Vallei. *De Aardrijkskunde*, 4 : 343 - 375.
- DE MOOR, G.; HEYSE, I., 1978 - Dépôts quaternaires et géomorphologie dans le nord-ouest de la Flandre. *Compte rendu de l'excursion du 23 octobre 1976. Bull. Soc. belge Géol.*, 87(1) : 37 - 47.
- DE MOOR, G.; HEYSE, I. & DE GROOTE, V., 1978 - An outcrop of Eemian and Early Weichselian deposits at Beernem (NW-Belgium). *Bull. Soc. belge Géol.*, 87 : 27 - 36.
- DENYS, L., 1984 - Diatom analysis of coastal deposits methodological aspects. *Bull. Belg. Verenig. Geol.*, 93(3) : 291 - 295.
- DENYS, L., 1985 - Einige Angaben über die Diatomeen flora der Herzele Formation. *Arbeitskreis für paläobotanik und palynologie*, 15 Treffen, Antwerpen : 75 - 80.
- DENYS, L.; LEBBE, L.; SLIGGERS, C.; SPAINK, G.; VAN STRYDONCK, M. & VERBRUGGEN, C., 1983 - Litho- and biostratigraphical study of quaternary deep marine deposits of the western belgian coastal plain. *Bull. Soc. belge Géol.*, 92(2) : 125 - 154.
- DE PLOEY, J., 1977 - Some experimental data on slopewash and wind-action with reference to Quaternary morphogenesis in Belgium. *Earth Surface Processes*, 2 : 101 - 115.
- DEPRET, M., 1981 - Lithostratigrafie van het Kwartair en van het Tertiaire substraat te Zeebrugge. *Lithologische en stratigrafische interpretatie van diepsonderingen met de konus van Begemann. Onuitgeg. Doctoraatsverh., Rijksuniversiteit, Gent*, 186pp.
- DEPRET, M., 1983 - Studie van de lithostratigrafie van het Kwartair en van het Tertiaire substraat te Zeebrugge, ondermeer met diepsonderingen. *Professional Paper, Belg. Geol. Dienst, Brussel*, 1983/6, 201, 235pp.
- DEPUYDT, F. 1966 - Analyse van de strand- en duinsedimenten in de Belgische Westhoek. *Acta Geogr. Lovaniensia*, 4 : 68 - 82.
- DEPUYDT, F., 1967 - Bijdrage tot de geomorfologische en fytogeografische studie van het domaniaal natuurreservaat De Westhoek. *Min. Landbouw, Waters en Bossen - Dom. Natuurr. en Natuurbesch., Werken nr. 3*, 101pp.



- DEPUYDT, F., 1972 - De Belgische strand- en duinformaties in het kader van de geomorfologie der zuidoostelijk Noordzeekust. Verh. Kon. Acad. Wet. Lett. Sch. Kunsten, Kl. Wet., 34(122), 213pp.
- DE RAAF, J.F.M.; BOERSMA, J.R., 1971 - Tidal deposits and their sedimentary structures. Geol. en Mijnb., 50(3) : 479 - 504.
- DE SMET, J., 1949 - De oude hydrografie van de stad Brugge. Handel. Genoot. Gesch., Soc. D'Emulation, Brugge, 86 : 5 - 22.
- DE VliegHER, L., Oudheidkundig onderzoek van de St.-Kwintenskerk te Oostkerke-bij-Brugge. Gidsenbond uitgave, Brugge, 39pp.
- DOEGLAS, D.J., 1946 - Interpretation of the results of mechanical analyses. J. Sediment. Petrology, 16 : 19 - 40.
- DOEGLAS, D.J., 1950 - De interpretatie van korrelgrootteanalysen. Verh. Kon. Ned. geol.-mijnbouwk. genoot., geol. ser., 15 : 247 - 328.
- DOEGLAS, D.J., 1952 - Afzettingsgesteenten. Servire, Den Haag, 173pp.
- DOEGLAS, D.J., 1968 - Grain-size indices, classification and environment. Sedimentology, 10 : 83 - 100.
- DOEGLAS, D.J., 1971 - Q1 Md Q3 indices showing grain-size distribution on maps. Geol. en Mijnb., 50(3) : 367 - 372.
- DÖRJES, J., 1978 - Das Watt als Lebensraum. in H.E. Reineck (ed.), Das Watt. Ablagerungs- und Lebensraum. Kramer Verlag, Frankfurt/M., 2.Aufl., 185S.
- DÖRJES, J.; GADOW, S.; REINECK, H.E. & SINGH, I.B., 1969 - Die Rinnen der Jade (südliche Nordsee). Sedimente und Makrobenthos. Senckenbergiana marit., 1(50) : 5 - 62.
- DUBOIS, G., 1924 - Recherches géologiques sur les terrains quaternaires du Nord de la France. Mém. Soc. Géol. Nord, 8, 353pp.
- DUBOIS, G., 1924 - Classification du Quaternaire du Nord de la France et comparaison avec le Quaternaire danois. C.R. Hebdomadaires des Séances de l'Acad. des Sci., 179(9) : 475 - 477.
- DUBOIS, G., 1928 - Le littoral flamand de Calais à Dunkerque. Bull. Soc. Géol. France, 28 : 509 - 526.
- DUBOIS, R.N., 1975 - Support and refinement of the Bruun Rule on beach erosion. J. Geology, 83 : 651 - 657.



- DUBOIS, R.N., 1977 - Predicting beach erosion as a function of rising water level. *J. Geology*, 85 : 450 - 476.
- DYLIK, J.; MAARLEVELD, G.C., 1967 - Frost cracks, frost figures and related polygons. A summary of the literature of the past decade. *Meded. Geol. Stichting, N.S.*, 18 : 7 - 21.
- EDELMAN, C.H., 1938 - Samenvatting van de resultaten van 5 jaar sediment-petrologisch onderzoek in Nederland en aangrenzende gebieden. *Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Genootsch.*, 55 : 397 - 431.
- EDELMAN, C.H., 1933 - Petrologische provincies in het Nederlandse Kwartair. *Verh., Centen Uitgeverij Mij.*, Amsterdam, 104pp.
- EDELMAN, C.H., 1951 - Niveo-aeolische afzettingen. *Geol. en Mijnb.*, N.S., 13 : 288 - 289.
- EISMA, D., 1965 - Shell characteristics of *Cardium edule* L. as indicator of salinity. *Neth. J. Sea Res.*, 2 : 493 - 540.
- EISMA, D., 1968 - Composition, origin and distribution of Dutch coastal sands between Hoek van Holland and the Island Vlieland. *Neth. J. Sea Res.*, 4(2) : 123 - 267.
- EISMA, D.; MOOK, W.G. & DAS, H.A., 1976 - Shell characteristics, isotopic composition and trace - element contents of some euryhaline molluscs as indicators of salinity. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 19 : 39 - 62.
- EMBLETON, G.; KING, C.A.M., 1968 - Glacial and Periglacial Geomorphology. *Arnold, London*, 608pp.
- ENTE, P.J., 1971 - Sedimentary geology of the Holocene in Lake Yssel region. *Geol. en Mijnb.*, 50(3) : 373 - 382.
- ENTE, P.J., 1976 - The geology of the northern part of Flevoland in relation to the human occupation in the Atlantic time. *Swifterbant contribution 2, Helinium*, 16 : 15 - 35.
- ENTROP, B., 1965 - Schelpen vinden en herkennen. *Thiene en Cie, Zutphen*, 320pp.
- EVANS, G., 1965 - Intertidal flat sediments and their environments of deposition in the Wash. *Quat. J. Geol. Soc., London*, 121(2) : 209 - 246.



- FAIRBRIDGE, R.W., 1961 - Eustatic changes in sea level. in  
L.H. Ahrens; F. Press; K. Rankama; S.K. Runcorn (eds.),  
Physics and Chemistry of the Earth. Pergamon Press, London,  
4 : 99 - 185.
- FAIRBRIDGE, R.W., 1977 - Conference report : The IGCP and sea levels in Senegal, Dec. 1976. Z. f. Geomorphol. N. F., 21(2) : 228 - 235.
- FAVEJEE, J., 1960 - On the origin of the mud deposits in the Ems estuary. Verh. Kon. Ned. geol.- mijnbouwk. genoot., geol. ser., 19 : 147 - 151.
- FITZGERALD, D.M.; PENLAND, S. & NUMMEDAL, D., 1984 - Control of barrier island shape by inlet sediment by passing : east Frisian Islands, West Germany. Marine Geology, Amsterdam, 60 : 355 - 376.
- FOCKEMA, A.S., 1959 - Het vraagstuk Brugge. Tijdschr. Kon. Ned. genoot., 76 : 22 - 25.
- FOLK, R.L., 1966 - A review of grain-size parameters. Sedimentology, 6 : 73 - 93.
- FOLK, R.L.; WARD, W.C., 1957 - Brazos River bar : a study on the significance of grain-size parameters. J. Sediment. Petrology, 27 : 3 - 26.
- FRANCESCHI, G., 1975 - Geologische studie van de oppervlakkige lagen op het kaartblad Houtave. Onuitgeg. Licentiaatsverh., Rijksuniversiteit, Gent, 127pp.
- FRIEDMAN, G.M., 1958 - Determination of sieve-size distribution from thin section data for sedimentary petrological studies. J. Geology, 66 : 394 - 416.
- FRIEDMAN, G.M., 1961 - Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. J. Sediment. Petrology, 31 : 514 - 526.
- FRIEDMAN, G.M., 1962 - On sorting coefficients and the log normality of grain size distribution of sandstone. J. Geology, 70 : 737 - 753.
- FRIEDMAN, G.M., 1967 - Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. J. Sediment. Petrology, 37(2) : 327 - 254.



- GADOW, S.; REINECK, H.E., 1969 - Ablandiger Sandtransport bei Sturmfluten. Seckenbergiana Marit., 1 : 63 - 78.
- GAUTHIER, A., 1974 - Fossiele vliegmaden (Protophormia Terraenovae Robinseau - Desvoidy, 1830) in een schedel van een wolharige neushoorn (Coelodonta antiquitatis) uit het Onder-Würm te Dendermonde (Oost-Vl.). Natuurwet. Tijdschr., 56 : 76 - 84.
- GEETS, S., 1970 - Bijdrage tot de sedimentologische kennis van het Paniseliaan. Onuitgeg. Doctoraatsverh., Rijksuniversiteit, Gent, 216pp.
- GEETS, S., 1978 - Het Boven-Ieperiaan in de streek van Tielt en omgeving van Gent. Bull. Soc. belge Géol., 87 : 229 - 237.
- GEETS, S.; DE BREUCK, W., 1982 - De zware-mineraleninhoud van Belgische mesozoïsche en cenozoïsche afzettingen : D. Onder-Eoceen. Natuurwet. Tijdschr., 64(1,2) : 3 - 25, 15 fig, 3 tab.
- GEYH, M.A., 1969 - Versuch einer chronologischen Gliederung des marinen Holozäns an der Nordseeküste mit Hilfe der statistischen Auswertung von  $^{14}\text{C}$ -Daten. Z. Deutsch Geol. Ges., 1966, 118 : 351 - 360.
- GEYL, W.F., 1976 - Tidal neomorphs. Z. f. Geomorphol., N.F., 20(3) : 308 - 330.
- GINSBURG, R.N., 1975 - Tidal deposits. A case book of recent examples and fossil counterparts. Springer Verlag, 428pp.
- GLENNIE, K.W., 1970 - Desert sedimentary environments. Elsevier, Amsterdam, 222pp., 146 fig.
- GREENSMITH, I.J.; TUCKER, E.V., 1973 - Holocene transgressions and regressions on the Essex coast, outer Thames estuary. Geol. en Mijnb., 25 : 193 - 202.
- HAGEMAN, B.P., 1963 - De profieltype-legenda van de nieuwe geologische kaart voor het zeeklei- en rivierkleigebied. Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Genoot., 90 : 217 - 229.
- HAGEMAN, B.P., 1963 - A new method of representation in mapping alluvial areas. Verh. Kon. Ned. geol.-mijnbouwk. genoot., geol. ser., 21(2) : 211 - 219.
- HAGEMAN, B.P., 1969 - Development of the western part of the Netherlands during the Holocene. Geol. en Mijnb., 48 : 373 - 388.



- HALET, F., 1922 - Le quaternaire dans le Nord de la Flandre belge. Bull. Soc. belge Géol., 32 : 152 - 162.
- HALET, F., 1931 - Contribution à l'étude du Quaternaire de la plaine maritime belge. Bull. Soc. belge Géol. Paléont. Hydrol. 41 : 141 - 166.
- HALLEWAS, D.P., 1984 - The interaction between man and his physical environment in the county of Holland between circa 1000 and 1300 A.D. : a dynamic relationship. Geol. en Mijnb., 63 : 299 - 307.
- HANISCH, J., 1980 - Neue Meeresspiegeldaten aus dem Raum Wangerooze. Eiszeitalter u. Gegenwart, 30 : 221 - 228, 5 fig.
- HAYES, M.O., 1979 - Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime. in S.P. Leatherman (ed.), Barrier Islands, Academic Press, New York : 1 - 27.
- HEDBERG, H.D., 1970 - Preliminary report on lithostratigraphic units. Int. Subcomm. Stratigr. Class. Rep., 3 : 1 - 30.
- HEDBERG, H.D., 1976 - International stratigraphic guide. A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure. Wiley, New York, 200pp.
- HEMPEL, L., 1980 - Zur Genese von Dünengenerationen und Flachküsten. Beobachtungen auf der Nordsee inseln. Wangerooze und Spiekeroog. Z. f. Geomorphol., 24 : 428 - 447.
- HEYSE, I., 1975 - Bijdrage tot de geomorfologische kennis van het noordwestelijk deel van de Vlaamse Vallei en haar randgebieden. Onuitgeg. Doctoraatsverh., Rijksuniversiteit, Gent, 228pp.
- HEYSE, I., 1979 - Geomorphological mapping of flat regions in Flanders (Belgium) : The morphology and evolution of the co-versands in the Flemish lowland. Geomorphological Survey & Mapping, Modena : 55 - 67.
- HEYSE, I., 1979 - Bijdrage tot de geomorfologische kennis van het noordwesten van Oost-Vlaanderen (België). Verh. Kon. Acad. Wet. Lett. Sch. Kunsten, Kl. Wet., 41(155), 257pp.
- HEYSE, I., 1979 - Creek morphology in the Sceldtpolders near Zelzate. Bull. Belg. Verenig. Geol., 88(2) : 105 - 112.
- HEYSE, I., 1983 - Preliminary results of the study of a Vistulian late glacial drainage pattern in the Scheldtbasin (Belgium-Flemish valley - Moervaart Depression). Quat. Stud. in Poland, 1980(4).



- HEYSE, I.; DE MOOR, G., 1979 - Morphology of Würm-Late Glacial and Holocene deposits in the Flemish Valley (North Belgium). Acta Univ. Oulu, Oulu(Finland) : 121 - 131.
- HISSINK, D.J., 1952 - Het gehalte aan koolzure kalk van het Dollardslib vanaf 1545 tot heden. Landbouwk. Tijdschr., 64 : 365 - 371.
- HOF, G.Y.A., REILING, R., ZILVERBERG, E. & LEVELT, Th.W.M., 1981 - An areal classification by means of cluster analysis using abiotic landscape data. Geol. en , 60 : 427 - 432.
- HOFFMANN, D., 1980 - Meeresspiegeldaten aus landschafts- und siedlungsgeschichtlichen Untersuchungen auf Pellworm (Nordfriesische Inseln). Eiszeitalter u. Gegenwart, 30 : 229 - 236, 3fig.
- HOLVOET, P., 1974 - Palynologische studie van het profiel te Meetkerke en enkele andere Boven-Pleistocene afzettingen. Onuitgeg. Licentiaatsverh., Rijksuniversiteit, Gent, 28pp.
- HUIZINGA, T.K., 1940 - De bodemdaling van Nederland bezien van grondmechanisch standpunt. Geol. en Mijnb., 2(5) : 94 - 106.
- INMAN, D.L., 1952 - Measures for describing the size distribution of sediment. J. Sediment. Petrology, 22(3) : 125 - 145.
- INQUA, Subcomm. on Shorelines of Northwestern Europe, 1984 - Excursion Guide : North Sea Coastal Zone between Jade Bay and Jammer Bight, 105pp.
- ISNARD, P.; MALLET, J.L.; CAZES, P. & SATTRAN, V., 1972 - Correlation géologiques, méthodes statistiques de traitement des données. Analyse factorielle. Traité d'informatique géologique. Masson et Cie, 437pp.
- JACOBS, P., 1975 - Bijdrage tot de lithostratigrafie van het Boven-Eoceen en het Onder-Oligoceen in NW-België. Onuitgeg. Doctoraatsverh., Rijksuniversiteit, Gent, 300pp.
- JACOBS, P., 1978 - Lithostratigrafie van het Boven-Eoceen en v/h Onder-Oligoceen in NW-België. Professional Paper, Belg. Geol. Dient, Brussel, 1978(3), 93pp.
- JAGO, C.F.; HARDISTY, J., 1984 - Sedimentology and morphodynamics of a macrotidal beach, pendine sands, SW-Wales. Marine Geology, 60 : 123 - 154.



- JANSSEN, A.W., 1984 - Een ontsluiting in de typelocaliteit van de zanden van Aalter in de spoorweginsnijding bij Aalter (België, Oost-Vl.). Werkgroep voor Tertiaire en Kwartaire Geologie, 5de Jg. : 53 - 59.
- JELGERSMA, S., 1961 - Holocene Sea Level changes in the Netherlands. Meded. Geol. Stichting, ser.C, VI(7) : 1 - 50.
- JELGERSMA, S., 1966 - Sea-level changes during the last 10000 years Proc. Int. Symp. World Climate from 8000 to 0 B.C., Royal Meteorological Society, London : 54 - 71.
- JELGERSMA, S., 1979 - Sea level changes in the North Sea basin. in E. Oele, R.T.E. Schüttenhelm & A.J. Wiggers (eds), The Quaternary History of the North Sea. Acta Univ. Ups., Symp. Univ. Ups., Annum Quingentesimum Celebrantis : 2, Uppsala, Sweden.
- JELGERSMA, S.; DE JONG, J.; ZAGWIJN, W.H. & VAN REGTEREN ALTENA, J.F., 1970 - The Coastal Dunes of the western Netherlands : geology, Vegetational History and Archaeology. Meded. Rijks. Geol. Dienst., N.S., 21 : 93 - 167.
- JELGERSMA, S., OELE, E. & WIGGERS, A.J., 1979 - Depositional History and coastal development in the Netherlands and the adjacent North Sea since the Eemian. in E.Oele, R.T.E. Schuttenhelm & A.J. Wiggers (eds), The Quaternary History of the North Sea. Acta Univ. Ups., Symp. Univ. Ups., Annum Quingentesimum Celebrantis : 2, Uppsala, Sweden : 115 - 142.
- JOPLING, A.V., 1965 - Hydraulic factors and the shape of laminae. J. Sediment. Petrology, 35 : 777 - 791.
- JOPLING, A.V.; WALKER, R.G., 1968 - Morphology and origin of ripple drift cross lamination with examples from the Pleistocene of Massachusetts. J. Sediment. Petrology, 38 : 971 - 984.
- JUVIGNE, E., 1974 - La stratigraphie du Quaternaire en Belgique état des connaissances. Ann. Soc. Géol. Belg., 97 : 39 - 57.
- KAMPS, L.F., 1950 - Enige gegevens over de sedimentatie in het Waddengebied ten noorden van de provincie Groningen. Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Genoot., 67(1) : 369 - 373, 2 fig., 6 pl.
- KESTELOOT, E., 1952 - De Broeken van de Ijzer, inzonderheid deze van de Blankaart. Natuurwet. Tijdschr., 34 : 144 - 158.
- KING, C.A.M., 1959 - Beach and coasts. L.T.D., London, 403pp.
- KING, C.A.M., 1976 - Periglacial processes. Benchmark Papers in Geology, 27.



- KIDEN, P., 1983 - Recente morfodynamiek van de Schelde in de omgeving van Temse. Onuitgegeven Licentiaatsverh., Rijksuniversiteit, Gent, 121pp.
- KLEIN, G. de V., 1971 - A sedimentary model for determining paleotidal range. Geol. Soc. Am. Bull., 82 : 2585 - 2592.
- KLEIN, G. de V., 1972 - Determination of Paleotidal Range in Clastic Sedimentary Rocks. 24th I.G.C., section 6 : 397 - 405.
- KLEIN, G. de V., 1976 - Holocene Tidal Sedimentation. Benchmark Papers in Geologie, 30.
- KLOVAN, J.E., 1966 - The use of factor analyses in determining depositional environments. J. Sediment. Petrology, 36, 115pp.
- KOCH, A.C.F., 1962 - Brugge's topografische ontwikkeling tot in de 12de eeuw. Handel. Genoot. Gesch., Soc. D'Emulation, Brugge, 59(1,2) : 5 - 67.
- KÖLSTRUP, E., 1980 - Climate and stratigraphy in northwestern Europe between 30000 B.P. and 13000 B.P., with special reference to the Netherlands. Meded. Rijks. Geol. Dienst., Haarlem, 32(15) : 181 - 253.
- KÖLSTRUP, E.; HEYSE, I., 1980 - A different Late-Glacial vegetation and its environment in Flanders (Belgium). Pollen et Spores, 22 : 479 - 481.
- KONING, A., 1947 - Sedimenten met een hoog gehalte aan zware mineralen op het strand van Vlieland. Natuurwet. Tijdschr., 29 : 197 - 202.
- KOOISTRA, M.J., 1977 - Soil development in Recent Marine Sediments of the intertidal zone in the Oosterschelde (The Netherlands). Soil Survey Papers, 14.
- KRAFT, J.C., 1971 - Sedimentary Facies Pattern and Geological History of a Holocene Marine Transgression. Bull. Geol. Soc. Am., 82 : 2131 - 2158.
- KRUMBEIN, W.C., 1938 - Size frequency distribution of sediments and the normal phi-curve. J. Sediment. Petrology, 8 : 84 - 91.
- L'ABEE, M., 1975 - Sedimentpetrologie van recente strandafzettingen langs de Vlaamse en Noordfranse kust. Onuitgeg. Licentiaatsverh., Rijksuniversiteit, Gent, 72pp.
- LARSONNEUR, C., 1980 - La baie du Mont Saint-Michel : un modèle de sédimentation en zone tempérée. in A. Klingebiel; C. Larsonneur, Modèle de sédimentation littorale actuelle en zone tempérée. La facade maritime française de l'Atlantique à la Manche. Bull.Inst. Géol. Bassin Aquit., 1980(27) : 113 - 164.



- LEATHERMAN, S.P., 1982 - Barrier island evolution in response to sea level rise : a discussion. J. Sediment. Petrology, 53 : 1026 - 1031.
- LEBBE, L., 1978 - Hydrogeologie van het duingebied ten westen van De Panne. Onuitgeg. Verh., Rijksuniversiteit, Gent, 164 pp.
- LEBBE, L., 1980 - Lithostratigrafie en hydraulische doorlatendheid van het freatisch reservoir te De Panne. Natuurwet. Tijdschr., 61 : 29 - 58.
- LEBBE, L.; DE CEUNINCK, R., 1980 - Lithostratigrafie van het duingebied ten westen van De Panne. Professional Paper, Belg. Geol. Dienst, Brussel, 171(4) : 1 - 26.
- LEEMANS, J.; VERSPAANDONK, B., 1980 - Saeftinghe Vegetatiekaart 1/10000, 1972. Stichting Het Zeeuwse Landschap, Heinkenszand, 24pp. + lkrt.
- LE FOURNIER, J., 1974 - La sédimentation Holocene en bordure du littoral Picard et sa signification dynamique. Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine, 8(1) : 327 - 349.
- LE FOURNIER, J., 1980 - Modern analogue of transgressive sand bodies off eastern English Channel. Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine, 4(1) : 99 - 118.
- LINKE, G., 1979 - Ergebnisse geologischer Untersuchungen im Küstenbereich südlich Cuxhaven. Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet, 13 : 39 - 83, 18 fig., 1 tab.
- LINKE, G., 1982 - Der Ablauf der holozänen Transgression der Nordsee aufgrund von Ergebnissen aus den Gebiet Neuwerk/Scharhörn. Probleme der Küstenforschung in Südlichen Nordseegebiet, Band 14 : 123 - 157.
- LOOTENS, M., 1976 - Bijdrage tot de kennis van de geomorfologie in het Mandel-Leie gebied. Onuitgeg. Doctoraatsverh., Rijksuniversiteit, Gent, 143pp.
- LOUWE-KOOIJMANS, L.P., 1974 - The Rhine-Meuse Delta. Four studies on its Prehistoric occupation and Holocen geology. Oudh. Meded., Leiden : 1972-73(53-54).
- LOUWE-KOOIJMANS, L.P., 1976 - Prähistorische Besiedlung im Rhein-Maas-Delta-gebiet und die Bestimmung ehemaliger Wasserhöhen. Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet, 11 : 119 - 143.



- MAARLEVELD, G.C., 1976 - Periglacial phenomena and the mean annual temperature during the last glacial time in The Netherlands. *Biul. Peryglac.*, 26 : 57 - 78.
- MAARLEVELD, G.C., 1981 - Summer thaw depths in cold regions and fossil cryoturbation. *Geol. en Mijnb.*, 60 : 347 - 352.
- MAARLEVELD, G.C.; VAN DER SCHANS, R.P.H.P., 1961 - De dekzandmorfologie van de Gelderse vallei. *Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Genoot.*, 78(1) : 22 - 34.
- McCAMMON, R.B., 1962 - Moment measures and the shape of size frequency distribution. *J. Geology*, 70 : 89 - 92.
- McKEE, E.D., 1965 - Experiments on ripple lamination. in G.V. Middleton, Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. *Soc. Econ. Paléont. Mineralogists*, 12 : 66 - 83.
- MARECHAL, R., 1953 - Ontstaan en morfologie van de Golf van Lo. *Natuurwet. Tijdschr.*, 35 : 159 - 166.
- MARECHAL, R.; DE BREUCK, W.; DE MOOR, G. & VERHEYE, W., 1964 - Geologie-Survey West Vlaanderen. *Rijksuniversiteit, Gent*, 54pp.
- MARECHAL, R., DE BREUCK, W. & DE MOOR, G., 1969 - Lithostratigrafie van de kwartaire sedimenten in het Oostelijk Kustgebied. *Natuurwet. Tijdschr.*, 51 : 125 - 137.
- MARECHAL, R.; DE BREUCK, W. & DE MOOR, G., 1969 - Application de la cartographie du Quaternaire en Flandre. *Bull. Soc. belge Géol. Paleont. Hydrol.*, 78 : 31 - 38.
- MARECHAL, R.; MAARLEVELD, G.C., 1955 - L'extension des phénomènes périglaciaires en Belgique et aux Pays-Bas. *Meded. Geol. Stichting, N.S.*, 8 : 77 - 86.
- MARSDEN, P., 1976 - A boat of the Roman period found at Bruges, Belgium, in 1899, and related types. *The International Journal of Nautical Archaeology and Underwater Exploration*, 5(1) : 23 - 55.
- MASON, C.; FOLK, R.L., 1958 - Differentiation of beach, dune and aeolian flat environment by size analysis, Mustang Islands, Texas. *J. Sediment. Petrology*, 28 : 211 - 226.
- MENKE, B., 1969 - Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen und Radiocarbon-Datierungen zur holozänen Entwicklung der Schleswig Holsteinischen Westküste. *Eiszeitalter U. Gegenwart*, 20 : 35 - 45.
- MIJS, M.; GULLENTOPS, F. et al., 1983 - De holocene evolutie van de alluviale vlakte van de Beneden-Schelde. *Tijdschr. Belg. Verenig. Aardr. Studies*, 52 : 7 - 33.



- MOORMANN, F.R., 1951 - De bodemgesteldheid van het Oudland van Veurne-Ambacht. *Natuurwet. Tijdschr.*, 33 : 1 - 124.
- MÖRNER, N.A., 1969a - Eustatic and climatic changes during the last 15000 years. *Geol. en Mijnb.*, 48 : 389 - 399.
- MÖRNER, N.A., 1971 - Eustatic changes during the last 20000 years and a method of separating the isostatic and eustatic factors in an uplift area. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, Amsterdam, 9 : 153 - 181.
- MÖRNER, N.A., 1971 - The Holocene eustatic sea level problem. *Geol. en Mijnb.*, 50(5) : 699 - 702.
- MOSS, A.J., 1972 - Bed load sediments. *Sedimentology*, 18 : 159 - 219.
- MOSTAERT, F., 1980 - Bijdrage tot de kennis van de Jong-Pleistocene en Holocene afzettingen in de omgeving van Brugge. Onuitgeg. Licentiaatsverh., Rijksuniversiteit, Gent, 106pp.
- MOSTAERT, F.; DE MOOR, G., 1984 - Eemian deposits in the neighbourhood of Brugge : A paleogeographical and sea level reconstruction. *Bull. Soc. belge Géol.*, 93(3) : 279 - 286.
- MUNAUT, A.V., 1967b - Etude paléo-écologique d'un gisement tourbeux situé à Terneuzen (Pays-Bas). *Ber. Rijksdienst Oudheidk. Bodemonderz.*, 17 : 7 - 27.
- NIO, S.D., 1976 - Marine transgressions as a factor in the formation of sandwave complexes. *Geol. en Mijnb.*, 55(1/2) : 18 - 40.
- NIO, S.D.; SIEGENTHALER, C. & YANG, C.S., 1983 - Megaripple cross-bedding as a tool for the reconstruction of the paleohydraulics in a holocene subtidal environment, SW-Netherlands. *Geol. en Mijnb.*, 62 : 499 - 510.
- NOLF, D., 1973 - Stratigrafie des formations du Panisel et de Den Hoorn (Eocène belge). *Bull. Soc. belge Géol., Paléont., Hydrol.*, 81 : 75 - 94.
- NOLF, D., 1973 - Mollusken uit het marien Kwartair te Meetkerke (W-Vlaanderen, België). *Natuurwet. Tijdschr.*, 55 : 97 - 120.
- OELE, E., 1969 - The Quaternary Geology of the Dutch part of the North Sea, North of the Frisian Isles. *Geol. en Mijnb.*, 48 : 467 - 480.



- OELE, E.; SCHÜTTENHELM, R.T.E., 1979 - Development of the North Sea after the Saalian glaciation. in E. Oele; R.T.E. Schüttenhelm & A.J. Wiggers, The Quaternary History of the North Sea. Acta Univ. Ups., Symp. Univ. Ups., Annum Quingentesimum Celebrantis : 2, Uppsala : 191 - 215.
- OELE, E.; SCHÜTTENHELM, R.T.E. & WIGGERS, A.J., 1979 - The Quaternary History of the North Sea. Acta Univ. Ups., Symp. Univ. Ups., Annum Quingentesimum Celebrantis : 2, Uppsala (Sweden), 248pp.
- OVERBECK, F., 1975 - Botanisch-geologische Moorkunde, unter besondere Berücksichtigung der Moore Nordwestdeutschlands als Quellen zur Vegetations-, Klima-, und Siedlungs-geschichte. Wachholtz Verlag, Neumünster : 719pp.
- OZER, A., 1976 - La morphologie des polders. Les dépôts côtiers holocènes. in A. Pissart (ed.), Géomorphologie de la Belgique. Liège : 17 - 27.
- PAEPE, R., 1960 - La plaine maritime entre Dunkerque et la frontière belge. Bull. Soc. belge Etud. Géogr., 29 : 47 - 66.
- PAEPE, R., 1966 - On the presence of Tape senescens in some borings of the coastal plain and the Flemish Valley of Belgium. Bull. Soc. belge Géol. Paléont. Hydrol., 74 : 249 - 254.
- PAEPE, R., 1971 - Autosnelweg Brugge-Calais. Professional Paper, Belg. Geol. Dienst, Brussel, 9.
- PAEPE, R.; BAETEMAN, C., 1979 - The Belgian coastal plain during the Quaternary. in E. Oele; R.T.E. Schüttenhelm & A.J. Wiggers, The Quaternary History of the North Sea. Acta Univ. Ups., Symp. Univ. Ups., Annum Quingentesimum Celebrantis : 2, Uppsala : 143 - 146.
- PAEPE, R.; BAETEMAN, C.; MORTIER, R.; VANHOORNE, R. & Centre for Quaternary Stratigraphy, 1981 - The marine Pleistocene Sediments in the Flandrian area. Geol. en Mijnb., 60 : 321 - 330.
- PAEPE, R.; SOMME, J., 1974 - Marine Pleistocene transgressions along the Flemish coast (Belgium and France). I.G.C.P. Project, 73/1/24(2) : 108 - 116.
- PAEPE, R.; SOMME, J.; CUNAT, N. & BAETEMAN, C., 1976 - Flandrian, a formation or just a name ? Stratigr. Newsl., 5 : 18 -30.



- PAEPE, R.; VANHOORNE, R., 1967 - The stratigraphy and paleobotany of the late Pleistocene in Belgium. Toelicht. Verh. Geol. & Mijnkaart van België, 8, 96pp.
- PAEPE, R.; VANHOORNE, R., 1972 - An outcrop of Eemian Wadden Deposits at Meetkerke (Belgian Coastal Plain). Professional Paper, Belg. Geol. Dienst, Brussel, 7, 9pp.
- PAEPE, R.; VANHOORNE, R., 1976 - The Quaternary of Belgium in its relationship to the stratigraphical legend of the geological map. Toelicht. Verh. Geol. & Mijnkaart van België, Brussel, 18, 38pp.
- PAEPE, R.; VANHOORNE, R. & DERAYMAEKER, D., 1972 - Eemian Sediments near Brugge (Belgian coastal plain). Professional Paper, Belg. Geol. Dienst, Brussel, 1972(9), 12pp.
- PANNIER, N., 1970 - De datering van de Duinkerke III-B transgressie en het dijksysteem ten noorden van Brugge. Handel. Maatschappij voor Gesch. en Oudheidk., Gent, 24 : 113 - 126.
- PARIS, F.P.; CLEVERINGA, P. & DE GANS, W., 1981 - Palynological investigations of Eemian Deposits in the Drentsche AA area (Drente, The Netherlands). Geol. en Mijnb., 60 : 409 - 416.
- PETERSEN, K.S., 1984 - Marine molluscs as indicators of former sealevel stands. Geol. Survey of Denmark, Intern Rapport, Copenhagen N.V., 32pp.
- PEWE, T.L., 1969 - The Periglacial Environment. Past and Present. McGill-Queen's University Press, Montreal, 487pp.
- PIRAZZOLI, P.A., 1977 - Sea level relative variations in the world during the last 2000 years. Z. f. Geomorphol., N.F., 21(3) : 284 - 296, 5 fig., 1 tab.
- POELMAN, T.N.B., 1965 - De lutum-slibverhoudingen in rivierkleigronden. Boor en Spade, 14 : 195 - 213.
- PONS, L.J.; JELGERSMA, S.; WIGGERS, A.J. & DE JONG, J.D., 1963 - Evolution of the Netherlands coastal area during the Holocene. Verh. Kon. Ned. geol.-mijnbouwk. genoot., geol. ser., 21(2) : 197 - 208.
- POPPE, W., 1943 - Ontwikkeling van de morfologische Ruimten in beboscht Vlaanderen en het Gentsche Houtland. Natuurwet. Tijdschr., 25(6,7) : 138 - 150.



- POSTMA, H.; VERWEY, J., 1950 - Resultaten van hydrografisch onderzoek in de Waddenzee. Tijdschr. Kon. Ned. Aandr. Genoot., Leiden, 67(1) : 264 - 293, 14 fig.
- PRANGE, W., 1967 - Über die Beziehungen zwischen Schichtfolge und Meeresspiegelaustieg im Holozän der Nordseemarschen. Geol. Rundschau, 56 : 709 - 724.
- RAMMELAERE, M., 1981 - Structurele morfologie en Kwartaire afzettingen in het Bekken van Waardamme. Onuitgeg. Licentiaatsverh., Rijksuniversiteit, Gent, 73pp.
- RAMPINO, M.R.; SANDERS, J.E., 1983 - Barrier island evolution in response to sea-level rise : reply. J. Sediment. Petrology, 53 : 1031 - 1033.
- RAVEN, J.G.M., 1979 - The subboreal coastal barriers at Leidschendam, with a description of the faunas (Province of Zuid-Holland, The Netherlands). Meded. Werkgroep voor Tertiaire en Kwartaire geologie, 16(1) : 17 - 54.
- RAVEN, J.G.M., 1982 - Changes in the macrofauna of a shallowing subtidal channel ( Subatlantic, Holocene ) in the mouth of the Oosterschelde ( Province of Zeeland, The Netherlands ). Meded. Werkgroep voor Tertiaire en Kwartaire geologie, 19(2) : 59 - 78.
- RAVEN, J.G.M., 1983 - Subatlantic (Holocene) tidal flat and marsh deposits at Katwijk aan Zee. (Province of Zuid-Holland, The Netherlands). Meded. Werkgroep voor Tertiaire en Kwartaire geologie, 20(2) : 51 - 66.
- RAVEN, J.G.M.; KUYPER, W.J. 1981 - Calais deposits ( Holocene ) near Benthuisen ( Province of Zuid-Holland, The Netherlands ) with a paleoecological reconstruction. Meded. Werkgroep voor Tertiaire en Kwartaire geologie, 18(1) : 11 - 28.
- READE, M., 1899 - Dépôts post-glaciaires traversé par le nouveau canal de Bruges. Bull. Belg. Verenig. Geol., 13 : 51 - 59.
- READING, H.G., 1978 - Facies. in H.G. Reading (ed.), Sedimentary environments and facies. Blackwell Scientific Publications, Oxford : 4 - 14.
- REINECK, H.E., 1963 - Sedimentgeflüge im Bereich der südlichen Nordsee. Abh. Senckenbergiana Naturforsch. Ges., 505 : 1 - 138.



- REINECK, H.E., 1967 - Layered sediments of tidal flats, beaches and shelf bottoms of the North sea. in G.H. Lauff, Estuaries. Amer. Ass. Adv. Sci., 83, 757pp.
- REINECK, H.E., 1978 - Das Watt. Ablagerungs- und Lebensraum. Kramer Verlag, Frankfurt a/M, 185pp.
- REINECK, H.E.; DÖRJES, J.; GADOW, S. & HERTWECK, G., 1968 - Sedimentologie, Faunenzonierung und Faziesabfolge vor der Ostküste der inneren Deutschen Bucht. Senckenbergiana Leth., 49 : 261 - 309.
- REINECK, H.E.; SINGH, I.B., 1972 - Genesis of laminated sand and graded rhythmites in storm-sand layers of shelf mud. Sedimentology, 18 : 123 - 128.
- REINECK, H.E.; SINGH, I.B., 1973 - Depositional Sedimentary Environments with reference to terrigenous clastics. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 439pp, 579 fig.
- REINECK, H.E.; SINGH, I.B. & WUNDERLICH, F., 1971 - Einteilung der Rippeln und anderer mariner Sandkörper. Senckenbergiana marit., 3 : 93 - 101.
- REINECK, H.E.; WUNDERLICH, F., 1968 - Classification and origin of flaser and lenticular bedding. Sedimentology, 11 : 99 - 104.
- RIVIERE, A., 1977 - Méthodes granulométriques - Techniques et interprétations. Masson, Paris, 170pp.
- ROELEVELD, W., 1974 - The Holocene evolution of the Groningen marine-clay district. Ber. Oudheidk. Bodemonderz., 24, Suppl.4, 133pp.
- ROTTHIER, R.; DE DECKER, M. & DE MOOR, G., 1981 - Vergelijkende studie van enkele granulometrische parameters en hun berekeningsmethodes. Natuurwet. Tijdschr., 63 : 35 - 48.
- RUTOT, A., 1894 - Aperçu sur la géologie de la côte belge. Bull. Soc. belge Geol. Paleont. Hydrol., 8 : 29 - 39.
- RUTOT, A., 1903 - Les antiquités découvertes dans la partie belge de la plaine maritime. Hayez, Brussel, 36pp.
- RYCKAERT, M., 1972 - Brugse havens in de Middeleeuwen. Handel. Genoot. Gesch., Soc. D'Emulation, Brugge, 109 : 5 - 27.
- RYCKAERT, M., 1978 - Brugge : van Romeinse Vicus tot middeleeuwse stad. Spiegel Historiae, Brugge : 630 - 637.
- RYCKAERT, M., 1983 - Resultaten van het historisch-geografisch onderzoek in de Belgische kustvlakte. in A. Verhulst; M.K.E. Gottschalk, Transgressies en occupatiegeschiedenis in de kustgebieden van Nederland en België, 16pp.



- SCHITTEKAT, P., 1966 - Trésors sous sable. Art & Voyages, Brussel, 131pp.
- SCHOUTE, J.F.Th., 1984 - Vegetation Horizons and related Phenomena. Diss. Botanicae, Strauss & Cramer, Hirschberg, band 81, 270pp.
- SCHOUTE, J.F.Th.; GRIEDE, J.W., MOOK, W.G. & ROELEVELD, W., 1981 - Radiocarbon dating of vegetation horizons, illustrated by an example from the Holocene coastal plain in the Northern Netherlands, Geol. en Mijnb., 60 : 453 - 459.
- SCHWARTZ, M.L., 1971 - The multiple causality of barrier islands. J. Geology, 72 : 91 - 94.
- SCHWARTZ, M.L., 1972 - Spits and bars. Benchmark Papers in Geology, 452pp.
- SHEPARD, F.P.; YOUNG, R., 1961 - Distinguishing between beach and dune sands. J. Sediment. Petrology, 31(2) : 196 - 214.
- SIMOENS, G., 1908 - Découverte d'un mammouth à Bruges. Bull. Soc. belge Géol. Paléont. Hydrol., 22 : 2 - 5.
- SINDOWSKI, K.H., 1957 - Die synoptische Methode des Kornkurven-Vergleiches zur Ausdeutung fossiler Sedimentationräume. Geol. Jahrbuch, 73 : 235 - 275, 68 fig.
- SINDOWSKI, K.H., 1965 - Das Eem in ostfriesischen Küstengebiet. Z. Deutsch Geol. Ges., 115 : 163 - 166.
- SOMME, J., 1979 - Quaternary coastlines in northern France. in E. Oele; R.T.E. Schüttenhelm & A.J. Wiggers (eds), The Quaternary History of the North Sea. Acta Univ. Ups., Symp. Univ. Ups., Annum Quingentesimum Celebrantis : 2, Uppsala, Sweden : 147 - 158.
- SPAINK, G., 1958 - De Nederlandse Eemlagen (algemeen overzicht). Wet. meded. Kon. Ned. Natuurk. Verenig., 29, 44pp.
- SPAINK, G., 1973 - De fauna van Angulus pygmaeus en de fauna van Spisula subtruncata in de zuidelijke Noordzeekom. Intern Rapp. 578 , afd. Macro-paleontologie Kaenozoicum, Rijks Geol. Dienst, Haarlem.
- SPONSELEE, G.M.P.; BUISE, M.A., 1979 - Het Verdrongen Land van Saeftinghe. J. Duerinck-Krachten, Kloosterzande, 133pp.
- STOCKMANS, F.; VAN DEN BERGHEN, C. & VANHOORNE, R., 1948 - Het veenonderzoek in de streek van Lampernisse-Pervijze. Natuurwet. Tijdschr., 31 : 154 - 160.



- STOCKMANS, F.; VANHOORNE, R., 1954 - Etude botanique du gisement de tourbe de la région de Pervijze (Pleine maritime belge). Kon. Belg. Inst. Natuurwet., 130, 144pp.
- STREIF, H.; VINKEN, R., 1980 - Der Beitrag der Bundesrepublik Deutschland zum IGCP Project N°61 "Sea Level Movements during the Last Deglacial Hemicycle (ca.15000 years). Eiszeitalter u. Gegenwart, 30 : 142 - 145.
- SUBGROUP LITHOSTRATIGRAPHY AND MAPS, 1980 - A lithostratigraphic scheme for het NW-European Tertiary Basin. I.G.C.P. Program, 124, The NW-European Tertiary Basin.
- TAVERNIER, R., 1938 - De geologische ontwikkeling van de Vlaamse kust. Wetenschap in Vlaanderen, 4(1,2), 19pp.
- TAVERNIER, R., 1946 - Aperçu sur la pétrologie des terrains post-paléozoïques de la Belgique. Bull. Soc. belge Géol., 55, 106 - 125.
- TAVERNIER, R., 1947 - L'évolution de la plaine maritime belge. Bull. Soc. belge Géol., 56 : 332 - 343.
- TAVERNIER, R., 1948 - Les formations quaternaires de la Belgique en rapport avec l'évolution morphologique du pays. Bull. Soc. belge Géol., 57 : 609 - 641.
- TAVERNIER, R., 1949 - La sédimentation marine dans la plaine maritime belge depuis la période Atlantique. Sédimentation et Quaternaire, France : 125 - 126.
- TAVERNIER, R., 1954 - Le quaternaire. in P. Fourmarier (ed.), Pro-drome d'une description géologique de la Belgique. Vaillant-Carmagne, Liège : 565 - 589.
- TAVERNIER, R.; AMERYCKX, J.; SNACKEN, F. & FARASYN, D., 1970 - Kust Duinen, Polders. Atlas van België, Brussel, blad 17, 32pp.
- TAVERNIER, R.; DE MOOR, G., 1974 - L'évolution du Bassin de l'Es-caut. in P. Macar, L'évolution des bassins fluviaux de la Mer du Nord méridionale. Soc. Géol. Belg. : 159 - 231.
- TAVERNIER, R.; MOORMAN, F., 1954 - Les changements du niveau de la mer dans la plaine maritime flamande pendant l'Holocène. Geol. en Mijnb., N.S., 16 : 201 - 206.



- TERMOTE, J. 1984 - De duinen. Bull. van het Wetenschappelijk en Cultureel centrum van de Duinenabdij en de Westhoek, Koksijde, 13 & 14.
- TERMOTE, J., 1985 - Het ontstaan en de stadsontwikkeling van Damme. in Tweeduizend jaar Zwinstreek. Mappamundi, Knokke, 102 - 111.
- TERS, M., 1973 - Les variations du niveau marin depuis 10000 ans, le long du littoral atlantique français. in Le Quaternaire, Géodynamique, stratigraphie et environnement. 9<sup>e</sup> Congrès INQUA, Paris : 114 - 135.
- TERWINDT, J.H.J., 1971 - Litho-facies of inshore estuarine and tidal inlet deposits. Geol. en Mijnb., 50(3) : 515 - 526.
- TERWINDT, J.H.J., 1981 - Origin and sequences of sedimentary structures in inshore mesotidal deposits of the North Sea. Spec. publs. int. Ass. Sediment., 5 : 4 - 26.
- TESCH, P., 1925 - Geologische kaart van Nederland, 30. Kaartblad IV, 's-Gravenshage.
- THOEN, H., 1978 - De Belgische Kustvlakte in de Romeinse tijd. Verh. Kon. Acad., 88, 255pp.
- THOEN, H., 1983 - De vroegste bewoning in de kustvlakte. Docum. Polderdag, Brugge, 16pp.
- THOEN, H., 1975 - Iron Age and Roman Salt. Making Sites on the Belgian coast, Westvlaamse Archeologica, 1.
- THOEN, H.; DE COCK, S., 1980 - De opgravingen aan de Sluisvlietlaan te Bredene. Heemkring ter Cuere, Jaarboek 1980 : 1 - 5.
- TOOLEY, M.J., 1978 - Sea-level changes in North-West England during the Flandrian stage. Oxford Research studies in geography, 220pp.
- TRICART, J.; CAILLEUX, A., 1961 - Cours de Géomorphologie. Le modèle periglaciaire. C.D.U., Paris, 350pp.
- TRIMPE BURGER, J.A., 1974 - Onderzoekingen in vluchtbergen Zeeland: 114 - 157.
- VAN CAUWENBERGHE, C., 1977 - Overzicht van de tijwaarnemingen langs de Belgische Kust (Periodes 1941/1959-1970). Tijdschr. Openbare Werken, 4.
- VANDENBERGHE, R., 1956 - Bijdrage tot de geschiedenis van Damme. in Damme, Antwerpen : 46 - 126.



- VAN DEN BERG, J.H., 1980 - Field course guidebook on clastic tidal deposits in the SW-Netherlands. Utrecht, 67pp.
- VAN DEN BERG, J.H., 1981 - Rhythmic seasonal layering in a mesotidal channel fill sequence, Oosterschelde Mouth, The Netherlands. Spec. publs. int. Ass. Sediment., 5 : 147 - 160.
- VANDENBERGHE, J.; VANDENBERGHE, N. & GULLENTOPS, F., 1974 - Late Pleistocene and Holocene in the neighbourhood of Brugge. Meded. Kon. Acad. Wet. Lett. Sch. Kunsten, Kl. Wet., 36(3) : 1 - 77.
- VANDENBERGHE, J.; GULLENTOPS, F., 1977 - Contribution to the stratigraphy of the Weichsel Pleniglacial in the Belgian coversand area. Geol. en Mijnb., 56(2) : 123 - 128.
- VAN DE PLASSCHE, O., 1977 - Sea level changes during the last deglacial hemicycle (ca. 15000y.) - A manual for sample collection and evaluation of sea level data (draft, unfinished). I.G.C.P. Project, Inst. f. Earth Sci., Amsterdam, 55pp.
- VAN DE PLASSCHE, O., 1980 - Holocene water-level changes in the Rhine-Meuse delta as a function of changes in relative sea level, local tidal range and river gradient. Geol. en Mijnb., 59(4) : 343 - 351.
- VAN DE PLASSCHE, O., 1981 - Sea-level, groundwater and basal peat growth - a reassessment of data from the Netherlands. Geol. en Mijnb., 61 : 401 - 408.
- VAN DE PLASSCHE, O., 1982 - Sea-level change and water-level movements in The Netherlands during the Holocene. Meded. Rijks Geol. Dienst, 36(1) : 1 - 93.
- VAN DER HAMMEN, T., 1951 - Late-Glacial flora and periglacial phenomena in The Netherlands. Leid. Geol. Meded., 17 : 71 - 83.
- VAN DER HAMMEN; MAARLEVELD, G.C.; VOGELS, S. & ZAGWIJN, W., 1967 - Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the last glacial in The Netherlands. Geol. en Mijnb., 46 : 79 - 95.
- VAN DER HAMMEN; WIJNSTRA, T.A., 1971 - The upper Quaternary of the Dinkel Vallery. Meded. Rijks. Geol. Dienst, N.S., 22 : 55 - 214.
- VAN DER SLUIJS, P., 1970 - Decalcification of marine clay soils connected with decalcification during silting. Geoderma, Elsevier Publishing Compagny, Amsterdam, 4 : 209 - 227.



- VAN DER WOUDE, J.D., 1981 - Holocene paleo-environmental evolution of a perimarine fluviatile area. Verh., Amsterdam, 112pp.
- VAN DOORSELAER, A.; VERHAEGHE, F., 1974 - Excavations at the XIVth century willage of Roeselare ( Sint Margriete ). Diss. Gandenses Archaeologicae, 15, 75pp.
- VANHOORNE, R.; VERBRUGGEN, C., 1969 - Le Tardiglaciaire à Roksem (Belgique). Bull. Inst. Roy. Sci. Nat. Belg., 45(21), 10pp.
- VANHOORNE, R.; VERBRUGGEN, 1975 - Problèmes de subdivision du Tardiglaciaire dans la région sabloneuse du Nord de la Flandre en Belgique. Pollen et spores, 17(4) : 524 - 525.
- VANHOORNE, R.; VAN DONGEN, W., 1976 - Antwerp University Radiocarbon Dates I. Radiocarbon, 18 : 151 - 160.
- VANHOORNE, R.; VAN STRYDONCK, M., 1977 - Antwerp University Radiocarbon Dates II. Radiocarbon, 19(3) : 383 - 388.
- VANHOORNE, R.; VAN STRYDONCK, M. & DUBOIS, A.D., 1978 - Antwerp University Radiocarbon Dates III. Radiocarbon, 20(2) : 192 - 199.
- VAN LOON, A.J., 1981 - Problems of Holocene lithostratigraphy, with examples from the Central Netherlands. Geol. en Mijnb., 60 : 353 - 361.
- VAN NIEUWENBORGH, H., 1973 - Hydrogeologisch onderzoek van de freatische waterlaag in het kustgebied ter hoogte van de grensscheiding Blankenberge-Brugge. Onuitgeg. Licentiaatsverh., Rijksuniversiteit, Gent, 117pp.
- VAN REGTEREN ALTENA, C.O.; BLOKLANDER, A. & PONDEROYEN, L.P., 1965 - De fossiele schelpen van de Nederlandse stranden en zeegaten. Nederlandse Malacologische Vereniging, Lisse.
- VAN RUMMELEN, F.F.F.E., 1972 - Toelichtingen bij de geologische kaart van Nederland. Blad Walcheren, 1:5000, Haarlem.
- VAN RUMMELEN, F.F.F.E., 1965 - Toelichtingen bij de geologische kaart van Nederland. Bladen Zeeuwsch-Vlaanderen West en Oost, 1/5000, Haarlem.
- VAN SIELEGHEM, L., 1980 - De Duinkerkiaan Transgressies te Bredene, Faciessen, verspreiding en invloed op de fysische landschappen. Onuitgeg. Licentiaatsverh., Rijksuniversiteit, Gent, 76pp.
- VAN STRAATEN, L.M.J.U., 1950 - Environment of formation and facies of the Wadden Sea sediments. Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Genoot. 67(1) : 354 - 368.



- VAN STRAATEN, L.M.J.U., 1950 - Giant ripples in tidal channels. Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Genoot., 67(1) : 336 - 341.
- VAN STRAATEN, L.M.J.U., 1954 - Composition and structure of recent marine sediments in the Netherlands. Leid. Geol. Meded., 19 : 1 - 110.
- VAN STRAATEN, L.M.J.U., 1957 - The Holocene deposits. in The excavation at Velsen. Verh. Kon. Ned. geol.- mijnbouw. genootsch., geol. ser., 17 : 158 - 183.
- VAN STRAATEN, L.M.J.U., 1961 - Directional effects of wind, waves, currents along the Dutch North Sea coast. Geol. en Mijnb., 40 : 333 - 346, 363 - 391.
- VAN STRAATEN, L.M.J.U., 1964 - De bodem der waddenzee. Het Waddenboek, N.V.W.J. Thiène & Cie, Zutphen : 75 - 151.
- VAN STRAATEN, L.M.J.U., 1965 - Coastal barrier deposits in South- and North-Holland, in particular in the areas around Scheveningen and Ijmuiden. Meded. Geol. Stichting, N.S., 17 : 41 - 75.
- VAN STRAATEN, L.M.J.U.; DE JONG, J.D., 1957 - The excavation at Velsen. A detailed study of Upper Pleistocene and Holocene Stratigraphy. Verh. Kon. Ned. geol.- mijnbouw. genootsch., geol. ser., 17 : 90 - 218.
- VAN STRAATEN, L.M.J.U.; KUENEN, Ph.H., 1957 - Accumulation of fine grained sediments in the Dutch Wadden Sea. Geol. en Mijnb., N.S., 19(8) : 329 - 354.
- VAN URK, R.M., 1973 - Systematical notes on *Cardium edule* L. and *Cardium glaucum* Brug. in the Netherlands I. Basteria, 37 : 95 - 112.
- VAN VEEN, J., 1936 - Onderzoek in de Hoofden. Alg. Landsdrukkerij, Den Haag.
- VAN VEEN, J., 1950 - Eb- en vloodschaarsystemen in de Nederlandse getijwateren. Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Genoot., 67(1) : 303 - 326.
- VEENENBOS, J.S.; VAN SCHUYLENBORGH, J., 1951 - Het knip- of knikverschijnsel van kleigronden. Boor en Spade, 4 : 24 - 38.
- VERBRUGGEN, C., 1971 - La morphogenèse de la Vallée Flamande. Bref aperçu et quelques aspects nouveaux. Hommes et Terres du Nord, 1971(1) : 61 - 67.
- VERBRUGGEN, C., 1972 - Postglaciale landschapsgeschiedenis van Zandig Vlaanderen. Botanische, ecologische en morfologische aspecten op basis van palynologisch onderzoek. Onuitgeg. Doctoraatsverh., Rijksuniversiteit, Gent, 440pp.



- VERBRUGGEN, C., 1979 - Paleoecologische en palynologische benadering van enkele bekende historisch- geografische problemen in Vlaanderen. Bronnen voor de Historische Geografie van België, Handelingen van Colloquium, Brussel.
- VERBRUGGEN, C., 1984 - Aspects des compositions et changements caractéristiques de l'évolution botanique Holocene en Flandre. *Revue de paléobiologie* : 231 - 234.
- VERBRUGGEN, C.; VAN DONGEN, W., 1977 - De geochronologie van het Post-pleniglaciaal in Zandig Vlaanderen op basis van pollenanalyses en C14-onderzoek. *Natuurwet. Tijdschr.*, 58 : 233 - 256.
- VERGER, F., 1968 - *Marais et wadden du littoral français*. Biscaye Frères, Bordeaux, 541pp.
- VERHULST, A., 1959 - Historische geografie van de Vlaamse kustvlakte tot 1200. *Bijdr. tot de geschiedenis der Nederlanden*, Den Haag, 14, 27pp.
- VERHULST, A., 1959 - Middeleeuwse inpolderingen en bedijkingen van het Zwin. *Bull. Soc. belge Et. Géogr.*, 28(1) : 21 - 54.
- VISHER, G.S., 1969 - Grain-size distributions and depositional processes. *J. Sediment. Petrology*, 39(3) : 1074 - 1106.
- VISSCHER, J., 1949 - Veenvorming. *Noorduijn's Wet. reeks*, 33, 115pp.
- WARTEL, S., 1972 - Sedimentologisch onderzoek van de opbouw van het Schelde estuarium. *Onuitgeg. Doctoraatsverh.*, Kath. Univ., Leuven, 600pp.
- WARTEL, S., 1977 - Composition, transport and origin of sediments in the Schelde estuary. *Geol. en Mijnb.*, 56(3) : 219 - 233.
- WESTERHOFF, W.E.; CLEVERINGA, P. & MÜCHER, H.J., 1984 - Development of Dunkerk III deposits near Alkmaar, The Netherlands. *Geol. en Mijnb.*, 63 : 277 - 286.
- WIGGERS, ., 1955 - De wording van het noordoost-poldergebied. *Onuitgeg. Licentiaatsverh.*, Amsterdam.
- WOLFF, R., 1973 - The estuary as a habitat. An analysis of data on the soft-bottom macrofauna of the estuarine area of the river Rhine, Meuse and Scheldt. *Zool Verh.*, Leiden, 126 : 1 - 242.



- ZAGWIJN, W.H., 1961 - Vegetation, climate and radiocarbon datings in the late Pleistocene of the Netherlands, part I : Eemian and early Weichselian. Meded. Geol. Stichting, N.S., 14 : 15 - 45.
- ZAGWIJN, W.H., 1965 - Pollen-analytic correlations in the coastal barrier deposits near The Hague ( The Netherlands). Meded. Geol. Stichting, N.S., 17 : 83 - 88.
- ZAGWIJN, W.H., 1974 - The paleogeographic evolution of the Netherlands during the Quaternary. Geol. en Mijnb., 53 : 369 - 385.
- ZAGWIJN, W.H., 1975 - Indeling van het Kwartair op grond van veranderingen in vegetatie en klimaat. in W.H. Zagwijn; C.J. Van Staalduinen (eds), Toelichting bij geologische overzichtskaarten van Nederland. Rijks. Geol. Dienst, Haarlem : 109 - 114.
- ZAGWIJN, W.H., 1977 - Sea level changes during the Eemian in the Netherlands. Abstracts 10th INQUA Congress, Birmingham.
- ZAGWIJN, W.H., 1979 - Early and Middle Pleistocene coastlines in the southern North Sea Basin. in E. Oele; R.T.E. Schüttenhelm & A.J. Wiggers (eds), The Quaternary History of the North Sea. Acta Univ. Ups., Sump. Univ. Ups., Annum Quingentesimum Celebrantis : 2, Uppsala, Sweden : 31 - 42.
- ZAGWIJN, W.H., 1984 - The formation of the younger dunes on the west coast of the Netherlands ( A.D. 1000-1600 ). Geol. en Mijnb., 63 : 259 - 268.
- ZAGWIJN, W.H.; PAEPE, R., 1968 - Die stratigrafie der Weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens. Eiszeiter u Gegenwart, 19 : 129 - 146.
- ZENKOVICH, V.P., 1967 - Processes of Coastal Development. Oliver and Boyd, 736pp.
- ZONNEVELD, J.I.S., 1960 - De Brabantse Biesbosch - a study of soil and vegetation of a fresh water tidal delta. Bodemkundige studies, Wageningen, 4, 396pp.
- ZUUR, A., 1954 - Bodemkunde der Nederlandse bedijkingen en droogmakerijen







**RIJKSUNIVERSITEIT GENT**  
**FACULTEIT DER WETENSCHAPPEN**

**BIJDRAGE TOT DE KENNIS VAN DE  
KWARTAIRGEOLOGIE VAN DE  
OOSTELIJKE KUSTVLAKTE OP BASIS VAN  
SEDIMENTOLOGISCH EN LITHOSTRATIGRAFISCH  
ONDERZOEK**

volume III  
FIGUREN EN TABELLEN

**door F. MOSTAERT**

Proefschrift voorgelegd ter verkrijging van de graad van Doctor in de Wetenschappen  
(groep Aard- en Delfstofkunde)  
Promotor : Prof. Dr. G. DE MOOR  
— 1985 —



**RIJKSUNIVERSITEIT GENT  
FACULTEIT DER WETENSCHAPPEN**

**VLIZ (vzw)**  
VLAAMS INSTITUUT VOOR DE ZEE  
FLANDERS MARINE INSTITUTE  
Oostende - Belgium

**BIJDRAGE TOT DE KENNIS VAN DE  
KWARTAIRGEOLOGIE VAN DE  
OOSTELIJKE KUSTVLAKTE OP BASIS VAN  
SEDIMENTOLOGISCH EN LITHOSTRATIGRAFISCH  
ONDERZOEK**

volume III  
FIGUREN EN TABELLEN

**door F. MOSTAERT**

Proefschrift voorgelegd ter verkrijging van de graad van Doctor in de Wetenschappen  
(groep Aard- en Delfstofkunde)  
Promotor : Prof. Dr. G. DE MOOR  
— 1985 —



Achtereenvolgens worden de illustraties weergegeven:

1. TABELLEN
2. FIGUREN
3. PROFIELEN
4. FOTO'S
5. KAARTEN

Enkele opmerkingen:

- Ontsluitingen worden dikwijls met hun symbool aangegeven.  
Op de tabel I.3. worden deze symbolen verduidelijkt.
- Bij de weergave van ontsluitingsgegevens zijn horizontale en vertikale schaal gelijk, tenzij uitdrukkelijk anders vermeld.  
De ontsluitingsgegevens worden enerzijds weergegeven met hun lokale naam, anderzijds wordt een interpretatie toegevoegd waarbij de terminologie wordt aangewend zoals die in hoofdstuk twee wordt voorgesteld. Meestal wordt die interpretatie rechts van de vertikale kolom weergegeven.
- De kaarten liggen allen noord-zuid georiënteerd tenzij anders wordt vermeld



# TABELLEN



TABEL I.1. Verdeling van de basisgegevens op het Kaartblad Brugge

>20m	1	2	3	4	5	6	7	8	km
1	0	0	0	0	1	1	1	0	
2	2	0	1	0	1	1	0	0	
3	0	0	0	1	1	2	0	0	
4	0	0	0	1	1	1	1	0	
5	0	0	1	1	3	0	0	0	
6	0	2	1	2	7	3	0	1	
7	0	1	1	0	7	0	3	2	
8	0	0	0	0	3	4	1	0	
9	0	0	2	1	1	2	0	0	
10	2	0	0	0	0	0	0	0	
km									0.6/km <sup>2</sup>

3-10m	1	2	3	4	5	6	7	8	km
1	0	0	0	0	0	0	0	2	
2	3	1	3	1	0	0	2	3	
3	5	3	2	2	1	0	0	1	
4	2	3	2	2	1	0	3	0	
5	1	7	4	8	5	4	4	3	
6	5	17	6	1	0	2	7	1	
7	2	13	7	3	0	2	0	0	
8	2	9	4	2	3	0	1	0	
9	3	0	7	3	1	0	2	0	
10	4	2	6	1	1	3	2	0	
km									2.5/km <sup>2</sup>

W N	10-20m	1	2	3	4	5	6	7	8	km	0
1	0	0	1	0	1	1	1	1	2		
2	2	1	3	0	1	3	1	1	0		
3	3	0	1	2	2	0	2	2	2		
4	2	4	5	2	3	1	2	0	0		
5	1	1	0	0	2	1	1	1	2		
6	0	1	0	6	4	5	0	0	0		
7	1	0	1	3	2	8	1	1	1		
8	0	1	1	6	18	5	3	1	1		
9	0	1	0	3	19	2	3	0	0		
10	0	1	0	0	13	0	2	3	0		
Z km											2/km <sup>2</sup>

TOTAAL	Totaal: 428 boringen								km
1	0	0	1	0	2	2	2	4	
2	7	2	7	1	2	6	3	3	
3	8	3	3	5	4	2	2	3	
4	4	7	7	5	5	2	6	0	
5	2	8	5	9	10	5	5	5	
6	5	20	7	9	11	10	7	2	
7	3	14	9	6	9	10	4	3	
8	2	10	5	8	24	9	5	1	
9	3	1	9	7	21	4	5	0	
10	6	3	6	1	14	3	4	3	
km									5/km <sup>2</sup>

verkenningsboringen worden niet in rekening gebracht



TABEL I.3. Ontsluitingen met hun symbolen en referenties.

TESTGEBIED : ZUIDBRUGSE DALLANDSCHAP

L	Loppem - instituut Oligofrenen (*)
WE	Loppem - Weinebrugge ( DE DUITSCH, 1974 )
SM 1,2,3,4	Sint Michiels ( MOSTAERT, 1980 ) (*)
K	Kathelijnepoort ( VANDENBERGHE et al., 1974 )
OG	Oude Gentweg (*)
Z	Zand (*)

TESTGEBIED : RUG VAN SINT ANDRIES

PDC	Pieter de Conincklaan (*)
E 1,2	Expressweg 1,2 ( MOSTAERT, 1980 ) (*)
LW	Lege Weg
SA 1,2	Sint Andries 1,2
RMS	Rijksmiddelbare School - Zandstraat
PB	Peter Benoitlaan 1,2
WAG	Industriegebied Waggelwater

TESTGEBIED : BRUGGE - POLDERRAND

G	Gazel (*)
PK	Polderhoek - Damse Vaart - Koolkerke (*)
AZO	Algemeen Ziekenhuis oost
AZ	Algemeen Ziekenhuis ( MOSTAERT, 1980 )
O	Algemeen Ziekenhuis-Oostende Steenweg
P	Sint Pieters Molenstraat
B	Blankenbergse Steenweg
S	Blankenbergse Steenweg-Spoorweg

TESTGEBIED : POLDERS VAN DAMME

DAM	Opgravingssleuf
-----	-----------------

TESTGEBIED : BRUGSE MIDDELLAND

W	Ontsluiting Waterzuivering (*)
ZEV	Ontsluiting Zeveneken zuid (*)
DUD	Ontsluiting Kanaal Zeebrugge - Dudzele Steenweg - Ronsaertbeek
VS	Ontsluiting Blauwe Toren (*)
DN	Ontsluiting Dudzele Noord(*)



TESTGEBIED : OUDLAND VAN HOUTAVE - MEETKERKE

J | Ontsluiting Jabbeke (\*)

TESTGEBIED : INBRAAKGEBIED BREDENE

KL 1,2 | Ontsluiting Klemskerke 1 en 2

W | Ontsluiting Waterzuiveringsstation collector

J | Ontsluiting Jacobinessen

BLU | Ontsluiting Blutsijde

RI 1,2 | Ontsluiting Riolsleuf 1 en 2

D | Ontsluiting Duinen De Haan-Blutsijde

DH | Ontsluiting De Haan strand (\*)

TESTGEBIED : DUINENGEBIED KOKSIJDE - OOSTDUINKERKE

AN | Ontsluiting Oostduinkerke (\*)

(\*) Werden in detail besproken.

#### TABEL I.4. Lettersymbolen

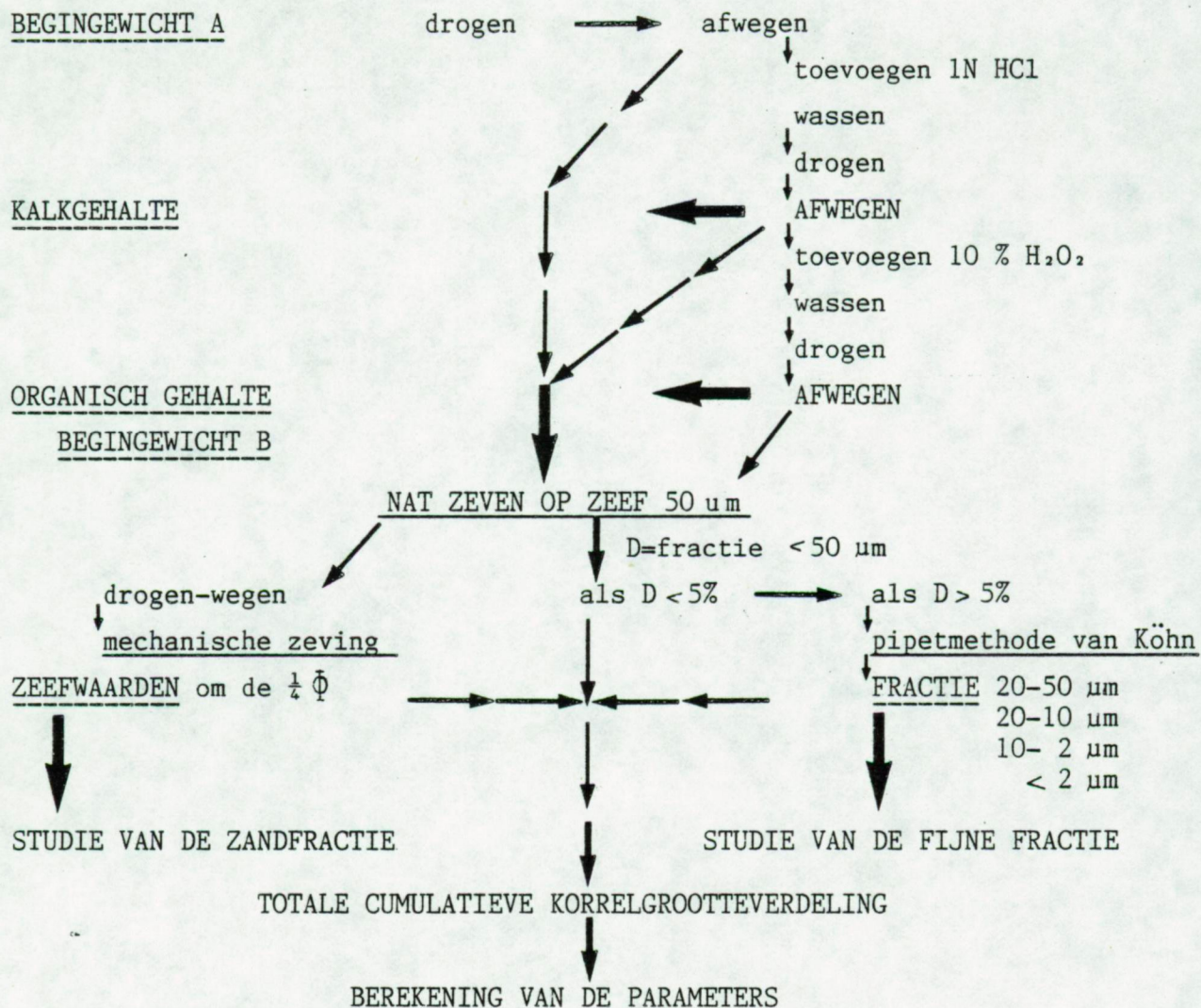
#### LETTERCODE VOOR DE LITHOLOGISCHE KENMERKEN VAN DE EENHEDEN

Z	zand
G	grint
GZ	grof zand
FZ	fijn zand
L	leem
LZ	lemig zand
ZL	zandige leem

LC	leemcomplex
L/Z	alternerend leem en zand
K	klei
ZK	zandige klei
KZ	kleiig zand
S	schelpenbank
V	veen



TABEL I.5. Flow chart voor de granulometrische analyses





TABEL II.1. De molluskeninhoud van de Tertiaire eenheid L5

Lid van Oedelem

Megacardita planicosta lerichei

Vepricardium sp.

Callista suberycinoides

Lucina squamula

Ostrea sp.

Bathytormus sp.

Bourdotia sp.

Corbula sp.

Turritella solanderi

mnestia semistriata

Turbinolia sp.

Dentalium sp.

Myliobertis sp. (rogge-tanden)

De samenstelling van de schelpaccumulaties van deze Tertiaire eenheid is van belang door het voorkomen van herwerkte elementen in vooral mariene Kwartaire sedimenten.

De schelpeninhoud is niet helemaal vergelijkbaar met die van het Lid van Aalter (mondelinge mededeling E. STEURBAUT).

Turritella solanderi, Megacardita planicosta en Callista suberycinoides komen in wisselende hoeveelheden voor. Ze kunnen elk dominant worden.

De determinaties werden door Dr. E. STEURBAUT uitgevoerd



TABEL II.2. Granulometrische kenmerken van de Tertiaire eenheden  
eerste deel

Kenmerk $\phi$ Eenheid	5 % $\phi$	95 % $\phi$	50 % $\phi$	Emz $\phi$	Sigma $\phi$	SkI	Ekg	mediaan $\mu m$	
1	03.57	-09.00	06.46	06.89	02.50	00.31	00.89	11.37	L-1
2	02.90	04.01	03.50	03.58	00.50	00.14	01.43	105.92	Lo
3	02.07 [01.70- 02.67]	09.00 -	03.36 [02.98- 05.13]	04.24 [03.49- 05.13]	03.48 [02.50- 05.55]	00.57 [00.25- 00.77]	03.24 [01.16- 04.54]	104.26 [ 77.00- 126.00 ]	L2
4	01.70 [01.37- 01.75]	03.53 [03.29- 03.70]	02.25 [02.20- 02.40]	02.35 [02.30- 02.48]	00.53 [00.43- 00.78]	00.37 [00.30- 00.46]	01.26 [00.99- 01.51]	212.39 [202.42- 217.68 ]	L3a
5	01.48 [01.28- 02.37]	07.74 [04.59- 09.00]	02.93 [02.33- 03.44]	03.04 [02.40- 03.96]	01.18 [00.67- 01.84]	00.28 [00.01- 00.64]	02.17 [01.36- 02.82]	136.34 [ 91.8- 199.0 ]	L3b
6	01.76 [01.70- 01.80]	03.05 [02.72- 03.40]	02.25 [02.19- 02.35]	02.90 [02.18- 02.40]	00.37 [00.27- 00.47]	00.12 [00.01- 00.22]	01.13 [01.11- 01.15]	206.11 [ 96.11- 219.12 ]	L3c
7	02.20 [01.76- 02.52]	04.00 [03.71- 04.74]	02.97 [02.63- 03.27]	02.91 [02.56- 03.27]	00.75 [00.24- 02.07]	-00.04 [00.63- 00.16]	01.68 [01.07- 03.84]	128.93 [ 03.74- 161.00 ]	L3d
8	+00.14 [00.24 01.00]	09.00 [08.25- ]	02.93 [02.50- 03.50]	02.91 [02.61- 03.23]	01.69 [00.56- 01.88]	00.11 [00.01- 00.34]	03.51 [02.59- 03.88]	131.67 [ 00.10- 160.30 ]	L3e
9	02.50 [02.00- 03.00]	09.00 -	04.35 [04.30- 04.50]	04.54 [04.15- 04.63]	01.80 [00.80- 02.10]	00.42 [00.24- 00.68]	00.87 [00.60- 01.00]	42.00 [ 35.00- 50.00 ]	L4a/b
10	00.00 [02.00- 02.70]	09.00 [07.22- ]	03.81 [03.36- 04.34]	04.01 [03.50- 06.00]	03.58 [01.11- 05.28]	00.23 [00.64- 00.78]	02.35 [01.26- 04.57]	73.79 [ 49.41- 96.54 ]	L4c
11	02.08	07.92	02.86	03.06	01.23	00.58	03.57	137.37	L5a
12	-01.00	07.80	02.75	-	-	-	-	135.00	L5b
13	01.39	03.47	02.73	02.66	00.63	-00.22	01.13	150.81	L5c
14	00.43	05.50	02.85	02.89	00.97	00.09	03.87	138.42	L5d
15	02.31	09.00	02.91	03.14	01.99	00.68	06.79	134.52	L5e
16	01.88	11.92	03.00	03.61	02.22	00.71	02.69	124.65	L7

gemiddeldes staan bovenaan

tussen ronde haken: de standaard deviatie

tussen vierkante haken: het bereik

Deze code wordt algemeen aangewend voor de weergave van  
de granulometrische resultaten

De gebruikte eenheid is  $\phi$  tenzij uitdrukkelijk anders  
wordt vermeld



TABEL II.2. vervolg

TERTIAIR	% < 2 $\mu$ m	% < 50 $\mu$ m	% > 2mm	% kalk	% organisch gehalte
L-1	22.24	89.12	0.0	1.0	3.38
L0	< 1.0	4.60	0.0	0.5	0.16
L2	9.50 [9.0-15.0]	26.0 [20.0-35.0]	0.0 [0.0-10.0]	10.15 [4.05-17.5]	0.92 [0.8-1.04]
L3a	< 2.0	4.93 [2.8-7.95]	0.0 [0.0-0.23]	0.0	0.39 [0.28-0.48]
L3b	2.0 [0.1-7.1]	10.66 [7.5-21.0]	0.0	0.0	0.68 [0.32-1.58]
L3c	< 1.0	2.80 [2.0-5.0]	0.0	0.0	0.40 [0.30-0.50]
L3d	< 1.0	3.43 [0.85-5.25]	0.0 [0.0-0.70]	0.0 [0.0-1.6]	0.10 [0.08-0.12]
L3e	9.23 [4.4-11.0]	18.75 [10.0-27.0]	0.0 [0.0-2.0]	0.6 [0.0-1.1]	0.16 [0.10-0.20]
L4a/b	21.50 [16.0-28.5]	51.73 [43.0-69.5]	0.0	3.92 [0.8-12.4]	0.52 [0.10-2.50]
L4c	11.80 [5.0-22.0]	32.60 [19.0-50.0]	10.00 [0.0-25.0]	5.44 [2.0-7.50]	0.62 [0.44-1.20]
L5a	6.5 [6.0-7.0]	12.83 [12.0-13.8]	4.83 [3.5-6.0]	13.23 [8.3-15.8]	0.88 [0.56-1.44]
L5b	3.22	10.00	20.00	15.50	0.56
L5c	8.00	40.00	1.00	15.85	0.50
L5d	< 2.00	7.35	0.80	11.12	0.60
L5e	6.10	14.10	0.10	4.00	0.56
L7	8.70	24.00	00.30	33.00	0.48



TABEL II.3. Eocene eenheden

DE TERTIAIRE EOCENE EENHEDEN AANGETROFFEN ALS SUBSTRAAT IN  
HET STUDIEGEBIED

LITHOSTRATIGRAFISCHE EENHEID	LITHOLOGIE
<u>FORMATIE VAN KALLO</u>	
Lid van Ussel	klei
Lid van Asse (Asc)	kalkhoudende klei
Lid van Wemmel (We)	kleihoudend zeer fijn zand
<u>FORMATIE VAN DEN HOORN</u>	
Lid van Aalter (P2)	kleihoudend zand
Lid van Oedelem (P2)	zandige klei, kleiig zand
Lid van Beernem	zandige klei, kleiig zand
<u>FORMATIE VAN DE MONT PANISEL</u>	
Lid van Vlierzele (Pld)	glauconietrijk zand
Lid van Pittem (Plc)	klei en zand
<u>FORMATIE VAN IEPER</u>	
Lid van Merelbeke (Plm)	klei
Lid van Egem (Yd)	fijn zand; klei
Lid van Vlaanderen (Yc)	klei
...	

De indeling is gesteund op:

"SUBGROUP LITHOSTRATIGRAPHY AND MAPS" van het I.G.C.P.  
Program 124: The NW-European Tertiary Basin.

Tussen haakjes werden de correleerbare eenheden van de  
Geologische Kaart van België weergegeven.

Lithologische kenmerken zijn enkel geldig voor het Studiegebied.



TABEL II.4. Correlatie van de verschillende Tertiaire eenheden volgens verschillende auteurs

TERTIAIRE EENHEDEN

MOSTAERT		DEVOS	DEPRET	JACOBS	GEOL. KAART
L8			T10		
L7			T9	lid van Asse lid van Wemmel	We
L6			T8 T7 T5, T6 T3, T4		
L5	L5e L5d L5c L5b L5a		T2,3 T2,2 T2,1 T2,0	lid van Oedelem	
L4	L4f L4d L4c L4b L4a		T1  T1	lid van Beernem	P2
L3	L3f L3e L3d L3c L3b L3a L3'			lid van Vlierzele	Pld
L2		T4		lid van Pittem(?)	Plc
L1		T3		lid van Merelbeke	Plm
L0		T2		lid van Egem	Yd
L-1		T1		lid van Vlaanderen	



TABEL II.5. De Pre-Eemiaan eenheden

BASISGRINT	LOKALISATIE	HOOGTE	CORRELEERBARE EENHEID	REGIONALE LITHOSTRATIGRAFIE
P / G1	St. Andries Oedelem  Oostkamp Beekdalen  Vallei van Brugge Oedelem	(+25,+30m)	Afzetting van De Kappel (HEYSE,1975)	Terras van Merelbeke
P / G2		+20m		Terras van Melle
P / G2'		(+15,+17m)		
G3		(+ 8,+10m)		
G4		+ 4m		
SEDIMENT- PAKKETTEN				
P / Z1		(- 4,+ 0m)		Afzetting van Zoetendale
P/ ZG2		(-13,- 6m)		Afzetting van Adegem



TABEL II.6. Granulometrische kenmerken van de Eemiaan eenheden

Kenmerk Eenheid	5 % $\Phi$	95 % $\Phi$	Med $\Phi$	Emz $\Phi$	Sigma $\Phi$	SkI	Ekg	Med $\mu m$	EEMIAAN
1	02.22 (0.26)	05.27 (2.20)	02.67 (0.10)	02.78 (0.16)	00.68 (0.47)	00.38 (0.23)	02.69 (1.52)	156.99 (9.86)	Zo
2	02.29 (0.32)	05.00	03.34 (0.62)	03.50 (0.67)	00.94 (0.39)	00.30 (0.31)	01.04 (0.90)	98-132	Z1
3	01.80 (0.63)	03.95 (0.28)	02.83 (0.21)	02.86 (0.18)	00.60 (0.18)	00.07 (0.13)	01.24 (0.28)	141.81 (21.75)	Z2S
4	01.28 (1.33)	04.91 (2.72)	02.57 (0.20)	02.47 (0.20)	00.90 (0.20)	00.10 (0.41)	02.09 (1.99)	169.39 (24.72)	Z2N
5	02.27 (0.26)	04.41 (1.05)	02.90 (0.14)	02.97 (0.19)	00.55 (0.28)	00.24 (0.23)	01.65 (0.89)	134.41 (13.96)	Z-K3
6	02.23 (0.04)	05.20 (0.70)	02.63 (0.01)	02.67 (0.02)	00.61 (0.12)	00.47 (0.05)	03.22 (0.54)	162.01 (1.63)	Z4N
7	02.26 (0.21)	03.79 (0.38)	02.87 (0.15)	02.89 (0.14)	00.42 (0.11)	00.16 (0.13)	01.26 (0.29)	136.58 (14.47)	Z4C
8	01.80 (0.35)	03.42 (0.71)	02.45 (0.13)	02.40 (0.13)	00.42 (0.13)	00.11 (0.18)	01.50 (0.87)	182.88 (15.57)	Z2S
9	01.41 (1.32)	05.82 (3.40)	02.65 (0.16)	02.67 (0.37)	01.05 (0.58)	00.22 (0.37)	02.55 (2.31)	159.91 (17.44)	Z5

EEMIAAN	% < 2 $\mu m$	% < 50 $\mu m$	% > 2mm	% kalk	% organisch gehalte
Z0	----	7.30 (4.00)	0.0	7.3	0.35
Z1	>15	14.0	0.0	10.72	[0-3.5]
K1	>10	80.0			
Z2s	----	3.20 [18.0-0.85]	[0-1.20]	7.65	0.27
Z2N	----	3.20 [18.0-0.85]	[0-46.5]	6.77	0.47
Z-K3	----	[1.5-22.7]	[0-0.5]	8.86	0.46
Z4N	----	4.98 [1.4-8.0]	0.0	7.5	0.30
Z4C	----	2.99 (1.10)	[0-2.5]	5.33	0.24
Z4S	----	3.25	[0-1.0]	4.36	0.40
Z5	----	8.01 [2.0-18.0]	[0-3.0]	3.32	0.55
K3	23.60 (12.79)	76.38 (19.0)	0	11.5 (3.29)	1.34 (0.58)



## GRINTBESCHRIJVING

Kenmerken	Zo	ZK1	Z2n	Z2s	Z3	K3	Z4s	Z4c	Z4n	GB	GGB	GGA	FL1	LC FZ	FL2
> 2 mm	<2	<2	>10	0-2	<2	<1	>5	<2	2-5	>15	1-2	<2	1-5	<1	0.5-3
<b>SILEX</b>	♦		♦				♦			♦		♦	♦	♦	♦
zwart			♦				♦			♦		♦	♦		♦
bruin			♦							♦			♦		♦
rood			♦							♦			♦		♦
boonvormig			♦							♦					
ovaloid			♦							♦					
rond			♦							♦					
gebroken, hoekig			♦							♦		♦	♦		♦
gecacholiseerd			♦							♦		♦	♦		♦
<b>KWARTS</b>			♦				♦			♦			♦	♦	♦
melkkwarts hoekig			♦												♦
grain de riz			♦							♦					♦
<b>BEEF-RAGMENTEN</b>			♦												
<b>TANDEN</b>			♦												
<b>NUMMULIETEN</b>			♦												
<b>KWARTAIRE MARIENE SCHELLEN</b>	♦	♦	♦♦	♦♦	♦	♦	♦♦	♦	♦♦	♦♦	♦	♦	♦		♦
fragmenten	♦		♦	♦	♦		♦			♦♦	♦	♦	♦		♦
gruis	♦		♦	♦	♦	♦	♦			♦♦	♦	♦	♦		
enkele kleppen	♦		♦	♦	♦	♦	♦	♦	♦	♦♦	♦	♦	♦		
dubbelkleppen		♦	♦	♦				♦	♦	♦	♦	♦	♦		
frisse kleur	♦	♦	♦	♦		♦	♦	♦	♦	♦	♦	♦	♦		
gedeeltelijk ontkalkt			♦				♦	♦		♦			♦		♦
verweerd			♦							♦			♦		
gerold			♦										♦		
<b>TERTIAIRE MARIENE SCHELLEN</b>	♦		♦♦				♦			♦	♦	♦	♦		♦
fragmenten			♦				♦			♦			♦		
gruis			♦										♦		
enkele kleppen			♦							♦			♦		
dubbelkleppen															
verweerd			♦♦										♦		
frisse kleur			♦♦				♦						♦		
wit, ontkalkt			♦♦												
gerold			♦												
<b>PLANTENRESTEN</b>	♦	♦	♦	♦			♦	♦		♦	♦	♦	♦	♦	
veengruis										♦	♦	♦	♦		
losse plantenfragmenten			♦	♦			♦			♦	♦	♦	♦		
houtfragmenten										♦	♦	♦	♦		
veenkeien										♦	♦	♦	♦		
afgeplat										♦	♦	♦	♦		
gerold										♦	♦	♦	♦		
ovaloid										♦	♦	♦	♦		
> 5 cm										♦	♦	♦	♦		
<b>KLEI-KEIEN</b>			♦				♦	♦		♦	♦	♦	♦		
afgeplat										♦	♦	♦	♦		
gerold										♦	♦	♦	♦		
oorspronkelijke gelaagdheid															
> 5 cm										♦		♦			
<b>ZANDSTEEN</b>			♦					♦		♦		♦	♦		

(■) zelden  
 ♦ aanwezig  
 ♦♦♦ zeer frequent  
 () afwezig

TABEL II.7. Grintinhoud van de eenheden



EENHEID	BASIS/TOP (m O.P.)	BIOCOENOSE	GRANULOMETRISCHE KENMERKEN	SEDIMENTAIRE STRUCTUREN	PALEO-OMGEVING
Z5	(-7.0/ -2.0)	5 6 3	fijn, middelmatig zand	ongekend	zandwad, getijdegeulen
K5	(-7.0/-4.0)	(6) 5 4	klei en leem	tabulair fijne laminatie	kleislikke
Z4s	(-2.0/ +1.0)	5 2 3 6 7	middelmatig zand schelpenlaag	kruisgelaagd complex	strand
Z4c	(-14.0/-1.0)	5 2 3	schelparm fijn silteus zand klei laminatie	ongekend ( uitgezonderd ta- bulaire klei-laminatie)	offshore
Z4n	(-17.5/-3.0)	(2) 5 4 (1)	schelphoudend fijn zand kleilaagjes	ongekend ( tabulaire klei- laminatie )	offshore
K3'	(-1.0/+2.0)	—	klei met humeuze tussenla- lagen	tabulair homogeen	schorren/moeras
K3	(-4.0/+1.0)	(6) 5	klei	tabulair	kleislikke
P	(-3.5/-3.0)	—	veen		moeras
Z2s	(-8.0/-5.0)	(7) 2 5	middelmatig zand, kleiig fijn zand, schelpen accu- mulatie	ongekend	sublitoraal/ nearshore bovenste off shore/strand- helling
Z2n	(-16.0/-8.0)	bovenaan 5 2 7 onderaan (8) 5 7	schelpen accumulatie grof zand	ongekend	onderste offshore
K1'	(-8.0/-4.0)	(6) 5	klei, leem	homogeen tabulair	kleislikke/schorre
K1	(12.5/-4.0)	(6) 5	kleilagen (zware)	tabulair	kleislikke/schorre
Z0	(-18.0/-12.0)	(5) 8 3	fijn en middelmatig zand grove elementen : mariene schelpen	ongekend	getijdegeulen/zandwad

→ afnemend belang

( ) typisch

1 tot 8 groepen uit tabel IX.8.

TABEL II.8. Algemene kenmerken van de Eemiaan eenheden



TABEL II.9. Eemiaan sequenties in de Paleo-Waardammevallei  
en in de Kustvlakte

<u>IN DE KUSTVLAKTE</u>		<u>IN DE INHAM BRUGGE-OEDELEM</u>	
K5 Z5	WADAFZETTINGEN	-- --	
Z4n Z4c Z4s	OPEN MARIENE SEDIMENTEN	-- -- --	
K3 Z3	WADAFZETTINGEN	K3' K3 Z3	PERIMARIENE AFZETTINGEN WADAFZETTINGEN
Z2n Z2s	OPEN MARIENE AFZETTINGEN	-- --	
K1 Z1	WADAFZETTINGEN	K1 Z1	WADAFZETTINGEN
Zo	WADAFZETTINGEN	--	



DIATOMEËËNONDERZOEK : BESCHIKBARE STALEN

LABONUMMER DIEPTE	EENHEID	DIATOMEËËN VOORKOMEN	% FIJNE FRACTIE
<u>131DB22</u>			
550	E/Z5	-	5 %
600		-	
650		-	
700	E/Z4c	-	
750		-	
800		-	
850		-	
900		-	
950		-	
1000		-	
1050		-	
1100		-	
1150		-	
1200		-	10%
1250		-	
1300		-	
1350		-	
1400		-	
1450		-	
1500		-	
1550		-	
1600	(E/Z2n)	-	
1650		-	
1700		-	
1750	E/Zo	+	10%
1800		+	
1850		+	
1900		+	
1950		+	
2000		+	
2050		+	
2100		+	
2150		+	
2250	T/L5	-	30%
<u>131HB10</u>			
175	E/Z4s	-	10%
270		-	
340	E/K3	+	30%
410		+	
475		+	
530		+	
650		+	
720		+	
<u>131HB5</u>			
500	E/K3	+	50%
800	E/ZZ	+	30%

LABONUMMER DIEPTE	EENHEID	DIATOMEËËN VOORKOMEN	% FIJNE FRACTIE
<u>124HB15</u>			
500	E/K3	-	30%
570		+	
640		+	
750		+	
830	E/Z3	+	15%
870		+	
900	(E/Z2s)	+	
<u>131HB31</u>			
1150	E/Z2s	+	10%
<u>131DB19</u>			
1600	E/Z2s	-	15%
1650	E/Z2s	-	10%
<u>131DB21</u>			
1800	E/Z4c	-	5 %
<u>131HB111</u>			
1200	E/Z4c	-	5 %
1500	E/Z4c	-	5 %
<u>131HB114</u>			
500	E/Z5	-	5 %
<u>W/Z4s</u>			
720	E/Z4s	-	5 %
<u>VS/Z3</u>			
600	E/Z3	-	10%
<u>OG/K2</u>			
480	E/K3'	-	50%
<u>OG/K1</u>			
520	E/K3'	+	50%

TABEL II.10. Onderzochte stalen wat betreft de  
Diatomeeënsamenstelling



Kenmerk Eenheid	5 % Φ	95 % Φ	Med Φ	Emz Φ	Sigma Φ	SkI	Ekg	Med μm	WEICHSELIAAN
1	01.86 (0.17)	03.55 (0.19)	02.62 (0.12)	02.64 (0.12)	00.50 (0.07)	00.10 (00.06)	01.07 (0.06)	163.17 (14.26)	DK
2	01.94 (0.17)	03.84 (0.19)	02.62 (0.12)	02.82 (0.15)	00.56 (0.07)	00.05 (0.13)	01.08 (0.14)	142.92 (16.33)	NE
3	01.94 (0.06)	05.29 (1.43)	02.93 (0.21)	03.12 (0.34)	00.95 (0.40)	00.31 (0.18)	01.23 (0.09)	132.86 (18.34)	ALL
4	01.60 (0.57)	04.14 (1.30)	02.60 (0.31)	02.67 (0.40)	00.69 (0.31)	00.14 (0.19)	01.28 (0.33)	168.84 (35.79)	FL2
5	02.02 (0.30)	04.34 (1.12)	02.80 (0.27)	02.85 (0.28)	00.63 (0.25)	00.19 (0.20)	01.30 (0.37)	146.50 (28.62)	FZ
6	01.89 (0.44)	07.27 (4.31)	03.08 (0.81)	03.46 (1.08)	01.48 (1.30)	00.40 (0.20)	01.51 (0.30)	133.06 (47.10)	LC
7	01.38 (0.50)	07.48 (3.69)	02.75 (0.39)	03.03 (0.58)	01.53 (1.00)	00.33 (0.26)	01.67 (0.68)	153.50 (35.47)	FL1

WEICHSELIAAN	% < 2 μm	% < 50 μm	% > 2 mm	% kalk	% organisch gehalte
DK	< 2	< 3	0	0.4 [0.0-1.8 ]	0.11 [0.05-0.21]
NE	< 5	< 8	0	1.6 [0.3-3.2 ]	0.13 [0.06-0.28]
ALL	< 20	[5-50]	0	3.2 [1.62-3.92]	0.34 [0.21-0.62]
FL2	< 5	[0-10]	[0-3]	4.6 [3.90-6.50]	0.26 [0.12-0.30]
FZ	< 7	[5-15]	0	1.50 [1.40-1.70]	0.10 [0.90-0.12]
LC	[5-35]	[10-90]	0	2.80 [1.80-4.00]	0.43 [0.20-0.70]
FL1	15	[2-20]	[0-0.5]	2.1 [1.40-6.00]	0.21 [0.12-0.70]

Kenmerk Eenheid	5 % Φ	95 % Φ	Med Φ	Emz Φ	Sigma Φ	SkI	Ekg	Med μm	WEICHSELIAAN ZANDFRACTIE
1	01.96 (0.11)	03.50 (0.15)	02.66 (0.05)	02.68 (0.04)	00.45 (0.06)	00.08 (0.06)	01.06 (0.05)	158.14 (5.60)	DK
2	02.02 (0.09)	03.59 (0.11)	02.74 (0.05)	02.75 (0.03)	00.46 (0.06)	00.05 (0.06)	01.06 (0.05)	149.38 (4.99)	NE
3	01.77 (0.36)	03.71 (0.19)	02.83 (0.32)	02.81 (0.26)	00.56 (0.10)	-00.07 (0.22)	01.07 (0.08)	143.64 (26.48)	ALL
4	01.55 (0.58)	03.31 (0.36)	02.47 (0.30)	02.47 (0.32)	00.52 (0.32)	00.00 (0.12)	01.06 (0.11)	184.68 (36.19)	FL2
5	02.22 (0.21)	03.68 (0.13)	02.86 (0.10)	02.89 (0.10)	00.43 (0.08)	00.10 (0.12)	01.07 (0.12)	137.48 (9.27)	FZ
6	01.99 (0.11)	03.71 (0.19)	02.80 (0.26)	02.80 (0.21)	00.53 (0.10)	00.05 (0.17)	01.00 (0.18)	145.91 (23.59)	LL
7	01.68 (0.17)	03.49 (0.29)	02.62 (0.18)	02.62 (0.17)	00.53 (0.08)	-00.01 (0.06)	01.09 (0.13)	164.22 (20.96)	FL1

TABEL II.11. Granulometrische kenmerken van de Weichseliaan eenheden



LITHOLOGISCHE EENHEID	ABSOLUTE HOOGTES GRENSVLAKKEN	PETROLOGIE ZWARE MINERALEN	GRANULOMETRIE	SECUNDAIRE VERSTORINGEN PERIGLACIALE VERSCHIJNSELEN	PRIMAIRE SEDIMENTATIE STRUCTUREN	SEDIMENTATIE-OMSTANDIGHEDEN	VERSPREIDING
M	(+4.5/+5m)	onbekend	lemige mergels	geen	homogeen	stagnerend water in een overstromingsvlakte afgedamd door de dekzandrug DK	15 16
DK	(+3.0/+12m)	granaatdominantie groep : 1	fijne goed gesorteerde zanden (medium 160µm)	zelden	kruisgelaagdheid homogeen	eolische dekzanden	9 10 11 12 13 14 15 16
NE/V2	+3.0m		humeuze lemige en zandige alter- natie	geen	tabulair horizontale micro- laminatie	plasafzetting	
NE	(0.0/+4m)	niet te onder- scheid van bovenliggend zand groepen : 1,3	fijne zanden (mediaan : 140-150µm) goed gesorteerd, basis geturbeerd, venig laagje	vorstscheuren, kleine vorst- wigjes, cryoturbaties (Taschenboden)	fijn tabulair gelaagd basis met microgeultjes	nivaal ruissellement, niveo-eolisch	3 4 5 6 7 8
ALL	(+1.0/+4m)	niet onderzocht	afwisseling klei- en zandlaminae	microvorstverschijnselen	subhorizontaal tabulair	fluvioperiglaciair, alluvium	3 4 5 6 7 8
FL2	(0.0/-1.0m)	sterk wisselend invloed Tertiair groepen : 1,2,3,4	grove, middelmatige en fijne zanden in het noorden een grintlaag	synsedimentaire grote fossie- le ijswiggen, congeliturbaties druipstaarten, micro-involuties	subhorizontale keienvloer macro : erosief trogvormige kruisgelaagde sets micro : boegvormig laminair ribbellaminatie	fluvioperiglaciair verwilderde geulopvulling onder permafrost, tweede generatie verstoringen wijzend op seizoenaal bevroren grond, later desertificatie met eolische lagvorming	
FZ	(0.0/-1.0m)	vergelijk NE	fijne zanden	verstoringen vanuit FL2 dringen in FZ	subhorizontale tabulair microlaminatie	niveo-eolisch, niveofluviatiel	3 4 5 6 7 8
LC2	(-2.0/+4.0m) (0.0/+4.0m)	herwerking oudere kwartaire lagen en in geulen met Tertiaire invloed	afwisselend fijn zandige met grove elementen en lemige lagen met plan- tenresten, zelden humeuze of veni- ge tussenlagen	cryoturbatieniveau's vorst- en ijswigjes moeilijk stratigrafisch in te delen	macro : platte komvormige sets micro : planair kruisgelaagd tot subhorizontaal subtabu- lair	fluvioperiglaciaire opvulling van ondiepe vlakbodemalen in een verwilderd rivierpatroon	3 4 5 6 7 8 11 12 15 16
FL1	(-10.0/-1.0m)	sterke invloed Tertiair, in func- tie van de afstand groepen : 4,5,6,7	fijn tot grof zand met silex zandsteen, herwerkte schelpen, soms beperkt tot grintniveau	onbekend	macro : ondiepe brede geul- structuren micro : onbekend	fluvioperiglaciair energierijke opvulling van verwil- derde geulen	3 4 7 8 10 11 12 14 15 16
LC1	(-1.0/0.0m)		leem tot zware leem op Eemiaan	verbuigingen, humeuze tussen- laagjes	homogeen	alluviaal	11 12 15 16
K	zeer variërend rechtstreeks op Tertiair ZW-zone	herwerkt Tertiair zeer glauconiet- rijk groepen : 4,5,6,7	klei en herwerkt Tertiair fijn zand	involuties, intense verstoringen, opblooiingen	oorspronkelijk Tertiaire lagen en alluvia, diverse sedimentaire structuren	congelifluctiepakket langs zeer zwakke hellingen	9 10 11 13 14

TABEL II.12. Algemene kenmerken van de eenheden uit het Weichselglaciaal

De verspreidingsindicaties zijn geldig voor het Kaartblad Brugge. Dit kaartblad werd ingedeeld in 16 delen van 2km bij 2.5 km en genummerd van 1 tot 16. Als in het beschouwde oppervlak de bestudeerde eenheid voorkomt wordt het nummer vermeld. het kaartblad is als volgt ingedeeld:

1 2 3 4  
5 6 7 8  
9 10 11 12  
13 14 15 16



I. KUSTVLAKTE					
EENHEID	CORRELEERBARE EENHEDEN	LITHOLOGIE	HOOGTE- INTERVAL	MHWL - INTERVAL	VOORKOMEN
bovenste klastische eenheid	afzetting van Duinkerke	klei zand	+4.20 m/ -20.0 m	+4.20 m/ +2.70 m	KAART II.12
algemene organische eenheid	oppervlakteveen afzetting van Nieuwmunster	veen	+2.50 m	+2.70 m	
tussenliggende klastische eenheid	afzetting van Calais	klei zand	+0.50 m -0.50 m	±0.00 m	
			-2.00 m	-1.50 m	
onderste klastische eenheid	afzetting van Calais	klei	<-1.00 m	<-1.50 m	
organische basiseenheid	(veen op grote diepte)	veen	-3.00 m -4.00 m	-3.50 m	
II. ZANDSTREEK					
depressieveen		zandig veen	+6.00 m +5.00 m		depressie Gemene Weide Doolhof Julien Saelens
alluvium (H/ALL)		klei	+5.00 m +4.00 m		Zuidbrugse dalen
fluviatiele stroomzanden		zand	+4.00 m +2.50 m		Zuidbrugse dalen
beekdalveen		veen	+4.20 m +1.50 m		Zuidbrugse Dalen

TABEL II.13. Algemene kenmerken van de Holocene eenheden



Kenmerk Eenheid	5 % $\phi$	95 % $\phi$	Med $\phi$	Emz $\phi$	Sigma $\phi$	SkI	Ekg	Med $\mu\text{m}$	HOLOCEEN
1	01.73 (1.69)	03.80 (1.99)	02.60 (0.16)	02.62 (0.16)	00.49 (0.43)	00.12 (0.16)	01.66 (1.47)	165.74 (17.80)	GGA
2	02.18 (0.29)	04.32 (1.85)	02.82 (0.27)	02.88 (0.29)	00.55 (0.40)	00.19 (0.20)	01.39 (0.56)	144.04 (26.25)	GGB
3	02.50 (0.65)	09.00 -	[3.6-4.7]	05.28 (0.40)	02.44 (1.01)	00.37 (0.30)	01.63 (1.10)	[3.7-8.0]	HW
4	01.38 50.45)	02.85 (1.20)	02.32 (0.32)	02.25 (0.43)	00.44 (0.20)	-00.26 (0.17)	01.14 (0.82)	200.39 (22.32)	S

Kenmerk Eenheid	5 % $\phi$	95 % $\phi$	Med $\phi$	Emz $\phi$	Sigma $\phi$	SkI	Ekg	Med $\mu\text{m}$	HOLOCEEN ZANDFRACTIE
1	02.07 (0.13)	03.18 (0.16)	02.57 (0.10)	02.59 (0.12)	00.32 (0.05)	00.09 (0.07)	01.15 (0.07)	168.40 (11.51)	GGA
2	02.17 (0.19)	03.40 (0.22)	02.70 (0.15)	02.72 (0.15)	00.37 (0.07)	00.11 (0.07)	01.11 (0.13)	154.68 (15.59)	GGB

HOLOCEEN	% <2 $\mu\text{m}$	% <50 $\mu\text{m}$	% >2mm	% kalk	% organisch gehalte
GGA	[0-3]	[0.07-8.95]	[0-6.98]	5.00 [3.3-6.2]	0.38 [0.32-0.44]
GGB	[0-10]	[0.5-21.79]	[0-0.40]	6.89 [1.5-13.9]	0.98 [0.1-2.1]
HW	19.76	40-99 (21.70)	0.0	10.57 [0-26.1]	1.90 [0.1-3.40]
L	>30.0	15-98	0.0	14.13 [0-20]	7.10 [5-12]
M	>50.0	98.75	0.0	74.24	-----
S	----	1.0	0.76 (0.21)	7.21	0.29

TABEL II.16. Granulometrische kenmerken van de Holocene eenheden



BREDENE	BRUGGE
<u>SITUATIE</u> Oostelijke randzone van een zijvertakking van een enkelvoudig geulsysteem 6 tot 3m diepe geul < 1km van het zee gat	<u>SITUATIE</u> Centraal deel van een grote geul met complexe zijvertakking 8 tot 10m > 7km van het zee gat
<u>SEDIMENTSEQUENTIE</u> 1m dikke kleilaag tabulaire getijdegelaagdheid (dun) weinig bioturbaties geen longitudinale kruisgelaagdheid subtabulair lithofacies klimmende microribbelstructuren planair tot pseudotabulair lithofacies gesuperponeerde subtidale unidirectionele megaribbelstructuren geen onderste tabulair complex nauwelijks bestaande basislaag	<u>SEDIMENTSEQUENTIE</u> < 1m dikke kleilaag tabulaire getijdegelaagdheid (dun) uitgesproken bioturbatiezone longitudinale kruisgelaagdheid tabulair lithofacies klimmende microribbelstructuren planair lithofacies één enkel niveau met subtidale megaribbels  tabulair complex uitgesproken basislaag

TABEL III.1. Vergelijkende studie tussen getijdegeulsequenties te Brugge en te Bredene



TABEL III.2. Synthetisch overzicht van de kenmerken van enkele typische wadsequenties

GETIJDEGEUL ➤ ZANDPLAAT ➤ HOOGWAD

LITHOFACIES	1.	2.	3.	GRANULOMETRIE
10	homogene verdeling			klei tot zware klei
9	getijdegelaagdheid tabulaire gelaagdheid	flaser	lenticulaire	kleihoudend zand
8	bioturbatiezone	flaser tabulair facies		fijn tot middelmatig zand
7	longitudinale kruisgelaagdheid			
6	subtabulair facies	microribbels microribbels	(megaribbels) (klimmende ribbels)	
5	planair facies 2	microribbels  trogvormige sets	deltastructuren stormvoedstructuren, klimmende ribbels megaribbels	
<u>INTERTIDAAL</u>				
<u>SUBTIDAAL</u>				
4	megaribbels	microribbels		
3	planair facies 1	megaribbels trogvormige sets		
2	tabulair facies microsequentie		microribbels	
1	basis facies			grof zand schelpaccumulaties

➔  
AFNEMENDE FREQUENTIE VAN DE SEDIMENTAIRE STRUCTUREN  
MINDER DIAGNOSTISCHE KENMERKEN  
➔



GETIJDEGEUL ➤ ZANDWAD ➤ HOOGWAD

SUBTIDALE FACIES VAN DE VORIGE EVOLUTIE KOMEN OOK VOOR

Lithofacies 7 ontbreekt

Lithofacies 8 is veel minder belangrijk doch komt

Lithofacies 9 en 10 hebben een belangrijke dikte

GETIJDEGEUL ➤ ZANDWAD ➤ KREEK ➤ HOOGWAD  
➤ HOOGWAD ➤ KREEK

KR6	Homogeen facies 2		zware klei
KR5	Homogeen facies 1		zand tot klei
KR4	tabulair facies	flaser	kleihoudend zand
KR3	chaotisch geturbeerd facies		klei-zand
KR2	longitudinale kruisgelaagdheid	getijdegelaagdheid	klei-zand
KR1	basisfacies	trogvormige sets	heterogene samenstelling

TABEL III.2. vervolg



Fase	Sediment- beschrijving	Indicator	Onzekerheids- factor	Min. MSL	Tussen- liggende MSL	Max. MSL	Min. MHWL	Max. MHWL	Tussen- liggende waarden
V0	verveningsveen (-3.60/-3.55)	grondwatertafel (-3.60 $\pm$ 0.20)		-5.60 (+0.20) -5.10				-3.60 (+0.20)	
K1	hoogwadmklei	basis klei op substraat (-3.60) basis klei op zandwad (-4.20)  hoogste top (-0.98)  gemiddelde top (-2.00 $\pm$ 0.5)	compactie van klei			-4.20 (+0.20)  -3.00 (+0.30) -2.50  -4.00 (+0.30) -3.50	-3.60 (+0.20)  -1.00 (+0.30)	-2.20 (+0.80) -2.70  -1.00 (+0.30)	-1.00 (+0.30)  -2.00 (+0.30)
V1	verlandingsveen	hoogst voor- komende basis (-0.98)  hoogst voor- komende top (0 $\pm$ 0.5)	compactie	-2.00 (+0.50) -1.50		-3.00 (+0.50) -2.50	-0.00 (+0.50)	-1.00 (+0.30)	
K2	hoogwadmklei	basis (0 $\pm$ 0.5)  hoogst voor- komende top (0.5 $\pm$ 0.5)	compactie  compactie	-2.00 (+0.50) -1.50  -1.50 (+0.50) -1.00			0.00 (+0.50)  0.50 (+0.50)		
V2	verlandings- veen	hoogst voor- komende basis (0.5 $\pm$ 0.2)  hoogst voor- komende top (+2.5 $\pm$ 0.25)	compactie  compactie		-1.50 (+0.50) -1.00  +0.50 (+0.50) +1.00		+2.50 (+0.50)		+0.50 (+0.50)
K3	hoogwadaf- zettingen	maximum hoogte (2.5 $\pm$ 0.50)	compactie	+1.20 (+0.50) +1.70			+3.20 (+0.50)		
Vx	vegetatie- horizont		inklinking		+1.00 (+0.50) +1.50				+3.00 (+0.50)
K4	hoogwadaf- zettingen	hoogst sedimen- tatie niveau (+4.35 $\pm$ 0.2)	inklinking			+2.30		+4.35 (+0.20)	

TABEL IV.1. Deductie van de zeespiegelstanden tijdens het Holocene  
Meer details worden op de volgende pagina's verstrekt.



TABEL IV.1Holocene zeespiegelwijzigingen.

Vo	verveningsveen	
	grondwatertafel	-3.60 m
	maximale gemiddelde hoogwaterstand	<u>-3.60±0.20 m</u>
	gemiddelde zeespiegelstand; ampl=4 m	<u>-5.60±0.20 m</u>
	ampl=3 m	<u>-5.10 0.20 m</u>
K1	hoogwadklei	
	basis hoogwad op substraat	-3.60 m
	minimale gemiddelde hoogwaterlijn	<u>-3.60±0.20 m</u>
	basis van de hoogwadafzettingen op laagwad	-4.20 m
	maximale gemiddelde zeespiegel bij begin	<u>-4.20±0.20 m</u>
	hoogst voorkomende top hoogwad	-0.98 m
	gemiddelde hoogwaterlijn	<u>-1.00±0.50 m</u>
	gemiddelde top hoogwad	-2.00±0.50 m
	foutenbron: compactie	
V1	verveningsveen	
	grondwatertafel bij begin veengroei	
	minimale gemiddelde hoogwaterstand	<u>-2.00±0.50 m</u>
	maximale hoogwaterstanden	<u>-1.00±0.50 m</u>
	hoogste grondwaterstand(einde veengroei)	0.00±0.50 m
	minimale hoogwaterlijn	<u>-0.00±0.50 m</u>
	minimale gemiddelde zeespiegelstand(ampl=4m)	<u>-2.00±0.50 m</u>
	(ampl=3m)	<u>-1.50±0.50 m</u>
	foutenbron: compactie	
K2	hoogwad-en lagunaire klei	
	basis	
	minimale hoogwaterlijn	<u>0.00±0.50 m</u>
	minimale gemiddelde zeespiegelstand(ampl=4m)	<u>-2.00±0.50 m</u>
	(ampl=3m)	<u>-1.50±0.50 m</u>



hoogste top, postgenetisch gecompacteerd

minimale hoogwaterstand 0.50±0.50 m

minimale gemiddelde zeespiegelstand(ampl=4m) -1.50±0.50 m  
(ampl=3m) -1.00±0.50 m

opmerking: de overstroming moet gelijktijdig op alle  
plaatsen zijn opgetreden en de verlandingsfasen  
begonnen vrij gelijktijdig.

V2 verlandingsveen

basis (maximale hoogte) 0.50±0.30 m

gemiddelde hoogwaterstand 0.50±0.50 m

gemiddelde zeespiegelstand( ampl=4 m) -1.50±0.50 m  
( ampl=3 m) -1.00±0.50 m

top (maximale hoogte) +2.50±0.50 m

minimale hoogwaterstand +2.50±0.50 m

minimale gemiddelde zeespiegelstand(ampl=4m) +0.50±0.50 m  
(ampl=3m) +1.00±0.50 m

opmerking: bij het einde van de veenontwikkeling  
komt slechts benaderend een subhorizontaal oppervlak  
voor afhankelijk van de veensoort, de postsedimentaire  
compactie en het vloedkomeffect bij de overstroming.

K3 onderste hoogwadafzettingen

hoogste voorkomen +2.50 m

minimale gemiddelde hoogwaterstand +3.20±0.50 m

minimale gemiddelde zeespiegelstand(ampl=4m) +1.20±0.50 m  
(ampl=3m) +1.70±0.50 m

foutenbron: compactie van de klei en de onderliggende  
veenlagen.

Vx vegetatiehorizont

peil te Bredene en Koolkerke +2.70 m

gemiddelde hoogwaterstand +2.70±0.30 m

gemiddelde zeespiegelstand (ampl=4m) +0.70±0.30 m  
(ampl=3m) +1.20±0.30 m



K4    bovenste hoogwadsequentie

hoogste sedimentatieniveau +4.35±0.20 m

maximale gemiddelde hoogwaterstand	+4.30±0.50	m
------------------------------------	------------	---

maximale gemiddelde zeespiegelstand(ampl=4)  $2.30 \pm 0.50$  m

(amp1=3) 2.80±0.50 m



Ref. nr.	Labonr.	Datering C <sub>14</sub> (j. B.P.)	A.H.	Specificaties bemonstering. Lokalisatie.	Referenties.
1	GrN 1121	6330 ± 85	-4.05/-4.07	Waarde (Ned), basis houtveen, verveningsveen	VAN DE PLASSCHE (1981)
2	GrN 405	5680 ± 120	-2.07/-2.11	Ritthem (Ned), basis houtveen, verveningsveen	JELGERSMA (1961, 1966, 1979)
3	GrN 187	5060 ± 180	-0.80/-0.82	Groede (Ned), basis houtveen, verveningsveen	
4	Lv 124	4560 ± 110	+0.60	Terneuzen (Ned), basis verveningsveen	MUNAUT (1967)
5	Lv 855	4880 ± 65	-0.80	Zeebrugge, basis verveningsveen	ALLEMEERSCH (1984)
6	Lv 1369	5610 ± 80	-2.10	Uitkerke, basis verlandingsveen (GILOT E.)	ALLEMEERSCH (1984)
7	IRPA 437 IRPA 665	5550 ± 100 4380 ± 65	-0.90 +0.10	Bredene, basis verlandingsveen (VERBRUGGEN, C.) Bredene, basis V2 (MOSTAERT, F.)	DAUCHOT-DEHON, VAN STRYDONCK & HEYLEN (1983)
8	IRPA 438  IRPA 342 IRPA 377 IRPA 379	1940 ± 90  2060 ± 130 2195 ± 60 1915 ± 50	+2.70  +2.60 +2.50 +2.40	Bredene, darglaag (VERBRUGGEN, C.)  Bredene, archeologisch site (THOEN, H.) Bredene, archeologisch site (THOEN, H.) Bredene, archeologisch site (THOEN, H.)	DAUCHOT-DEHON, VAN STRYDONCK & HEYLEN (1983)
9	IRPA 624	1370 ± 55	+4.80	Bredene, duinpannenveen (DE CEUNYNCK, MOSTAERT)	
10	IRPA 436	440 ± 70	+4.20	Wenduine, duinpannenveen (DE CEUNYNCK)	DEVOS (1984)
11	IRPA 283 IRPA 337  IRPA 338 Hv 8800  ANTW 227	3140 ± 165 3340 ± 85  3225 ± 160 2960 ± 50  3520 ± 61	+2.20 +2.20  +2.20 +2.20  +1.80	Leffinge, top veen Leffinge, top veen  Leffinge, top veen Leffinge, top veen  Leffinge, top veen	BAETEMAN (1981) BAETEMAN, CLEVERINGA, VERBRUGGEN (1981) BAETEMAN, VERBRUGGEN (1979) DAUCHOT-DEHON, HEYLEN, VAN STRYDONCK (1981) VANHOORNE, VAN STRYDONCK, DUBOIS (1978)
12	IRPA 282	4465 ± 220	+1.80	Leffinge, basis veen	zie 11.
13	48DB2/m16	5064 ± 229	+0.50	Wenduine, boven klastische tussenlaag (DE BREUCK, W.)	DAUCHOT-DEHON, HEYLEN (1969) MARECHAL, DE MOOR, DE BREUCK (1979)
14	124DB8/m15	5064 ± 229	+0.00	Houtave, onderste deel veen (DE MOOR, G.)	zie 13.
15	ANTW 228	3000 ± 55	-0.50	Zandvoorde, top veen (BAETEMAN, C.)	VANHOORNE, VAN STRYDONCK, DUBOIS (1978)
16 (*)	ANTW ZV 11	6750 ± 125	-5.50	Zandvoorde, veen (BAETEMAN, C.)	zie 15.
17	GrN 5847	4620 ± 40	+0.40	Moerzeke Castel : basis Scheldeveen (VERBRUGGEN, C.)	VERBURGGEN (1971)
18	IRPA 97II	1565 ± 89	+1.25	Moerzeke Castel : top Scheldeveen (VERBRUGGEN, C.)	VERBRUGGEN (1971)
19	IRPA 439	7795 ± 130	-22.5	Adinkerke (LEBBE, L.)	DENYS et al. (1983)

(\*) ZV = Zandvoorde

TABEL IV.2. C14 dateringen aangewend voor de reconstructie van de zeespiegelstanden in het Holoceen



TABEL IV.4. Detailchronostratigrafie van het Holoceen

CHRONOSTRATIGRAFISCH MODEL TOEPASBAAR OP HET OOSTELIJK DEEL VAN DE KUSTVLAKTE.

Chronostratigrafische eenheid	Symbool	C <sub>14</sub> -ouderdom j. B.P.			Holoceen Lithostratigrafisch equivalent
<u>Duinkerke</u> - fasen	D3b	na 800			Bovenste klastische eenheid
	D3a				
	D2	1700 - 1500 BP			
	D1	2500 - 2000 BP			
	Do	3000 - 3500 BP			
<u>Holland</u> - fasen	Hd	4400 - 2000 BP	Hf	3000 - 2000 BP	De algemene organische eenheid Organische basiseenheid
	Hc	5600 - 5000 BP	He	5600 - 3500 BP	
	Hb	5600 - 2000 BP			
	Ha	6500 - 6300 BP			
<u>Calais</u> - fasen	C <sub>IV</sub>	4600 - 3800 BP			////////////////////////////////////
	C <sub>III</sub>	5300 - 4800 BP			Geïntercalleerde klastische eenheid
	C <sub>II</sub>	6300 - 5300 BP			Onderste klastische eenheid
	C <sub>I</sub>	8000 - 6500 BP			////////////////////////////////////



LOKALISATIE	POLLENZONE	HOOGTE-INTERVAL	MILIEU	ZEESPIEGELSTAND	BRONVERMELDING
Moershoofd	E5b	(-13.5,-6.5m)	gyttja-dy continentaal	MSL < -14m	ZAGWIJN (1961)
	E6a	(-16.5,-6.0m)	id.	id.	
	E6b	-6.0m	id.	id.	
Eeklo	E5	±0.0m	geen mariene invloed	HWL < 0m	DE GROOTE (1977)
	E4b	(-0.6, 0.0m)	afzetting van Meetkerke	HWL minimaal 0m	
Maldegem	E5	-1.5m	continentaal	HWL < -1.5m	DE GROOTE (1977)
Beernem	E4a	(+1.2,+1.4m)	continentaal afzetting van Oostwinkel	HWL < +1.2m	DE GROOTE (1977) DE MOOR; HEYSE & DE GROOTE (1978)
	E4b	(+1.4,+2.0m)		HWL < +1.4m tot +2.0m	
	E5	(+2.0,+2.7m)		HWL < +2.0m	
	E6	(+2.7,+3.0m)		HWL < +2.7m	
Meetkerke (MB14)	E3b	(-6.2,-5.8m)	hoogwadafzetting	HWL tussen (-5.8,-5.0m)	DE GROOTE (1977) DE MOOR; DE BREUCK (1973)
	E4a	(-5.8,-3.0m)	gemengd tot zandwad	HWL tussen (-4.5,-2.0m)	
	E4b	(-3.0,-1.0m)	hoogwadafzetting	HWL tussen (-2.0,+0.0m)	
	E5	(-1.0,+0.0m)	strandfacies	HWL > 0.0m	
Meetkerke	E4a	(-4.5,-3.5 à -1m)	hoogwad	HWL tussen (-4.0,-2.5 à 0.0m)	DE GROOTE (1977)
	E4b	(-3.5 à -1, > -1m)	gemengd wad	HWL tussen ( , 0.0m)	
Varsenare (MB13)	E4a	( , -0.6m)	hoogwad	HWL tussen ( , -0.6m)	DE GROOTE (1977)
	E4b	(-6.0,+1.5m)	hoogwad	HWL tussen (-0.6,+1.5m)	
Vijvekapelle	E4b	(-5.0,-4.0m)	verlanding compactiecompensatie ?	HWL tussen ( , -0.4m)	DE GROOTE (1977) HEYSE (1978)
Brugge	E4a	(-2.0 à -3.0, -1m)	hoogwad	HWL tussen (-3.0,0.0m)	VANDEBERGHE; GULLENTOPS (1974)
Uitkerke	E6	-12m	off shore marien karakter is twijfelachtig	LWL > -14m HWL tussen (-13,-12m)	HOLVOET (1974)

( , x m) interval,maximale  
beginstand is on-  
derstreept

TABEL IV.5. Deductie van de evolutie van de zeespiegelstanden in het Eemian op basis van de pollenzones.



Groep Kenmerk	1	2	3	4	5	6	7	8	Probabiliteitscurves
%	22.50	12.50	03.75	28.75	21.25	02.50	03.75	05.00	procentueel belang
1	74.65 (5.40)	77.91 (5.78)	60.66 (4.51)	87.87 (3.47)	84.63 (5.93)	38.40 (4.52)	52.90 (8.88)	73.25 (4.73)	% hoofdverdeling
2	00.28 (0.06)	00.27 (0.07)	00.41 (0.18)	00.31 (0.05)	00.52 (0.08)	00.41 (0.13)	00.59 (0.11)	00.53 (0.06)	$\phi$ standaard deviatie
3	05.38 (4.14)	01.62 (0.95)	28.66 (4.16)	03.19 (3.61)	03.94 (2.60)	01.10 (0.42)	02.03 (0.49)	01.52 (0.73)	% bijmengingsverdeling
4	02.45 (0.18)	02.08 (0.06)	02.37 (0.34)	02.15 (0.12)	01.74 (0.27)	01.87 (0.53)	01.87 (0.32)	01.45 (0.23)	$\phi$ truncatiepunt bijmengingsverdeling
5	80.03 (5.15)	79.57 (6.06)	88.33 (7.57)	91.05 (2.99)	88.23 (5.28)	39.50 (4.95)	55.00 (8.54)	74.75 (4.35)	% truncatiepunt interstitiële verdeling
6	03.18 (0.09)	02.83 (0.09)	03.17 (0.14)	03.18 (0.07)	03.21 (0.19)	02.50 (0.35)	03.05 (0.18)	02.67 (0.43)	$\phi$ truncatiepunt interstitiële verdeling
7	19.97 (5.15)	14.83 (5.34)	11.66 (7.57)	08.95 (2.99)	11.76 (5.29)	12.50 (6.36)	45.00 (8.54)	25.25 (4.35)	% interstitiële verdeling

TABEL VIII.2. Kenmerken van de groepen onderscheiden op basis van de morfologie van de cumulatieve verdeling op probabiliteitspapier

Opmerking: tussen haakjes wordt de standaard deviatie weergegeven



Groep Kenmerk	1	2	3	4	5	6	7	8	HOLOCEEN-EEMIAAN	
%	34.50	12.00	94.20	22.50	02.10	22.50	00.70	00.70	%	procentueel belang
1	02.35 (0.26)	02.16 (0.15)	01.97 (0.19)	02.12 (0.22)	01.09 (0.27)	01.83 (0.27)	-02.00 (0.00)	-06.95 (0.00)	$\phi$	percentiel 5 %
2	04.05 (0.63)	05.05 (0.85)	10.82 (2.21)	03.59 (0.31)	03.65 (0.29)	03.29 (0.32)	03.70 (0.00)	03.49 (0.00)	$\phi$	percentiel 95 %
3	02.99 (0.12)	02.64 (0.05)	02.63 (0.28)	02.57 (0.06)	02.52 (0.16)	00.49 (0.09)	02.14 (0.00)	02.26 (0.00)	$\phi$	mediaan
4	03.03 (0.14)	02.69 (0.08)	02.87 (0.33)	02.78 (0.07)	02.22 (0.49)	02.52 (0.08)	-08.04 (0.00)	02.26 (0.00)	$\phi$	gemiddelde
5	00.47 (0.21)	00.62 (0.18)	01.75 (0.36)	00.42 (0.13)	01.32 (0.25)	00.42 (0.14)	19.09 (0.00)	01.82 (0.00)	$\phi$	standaard deviatie
6	00.17 (0.17)	00.44 (0.07)	00.63 (0.11)	00.13 (0.09)	-00.41 (0.26)	00.08 (0.08)	-00.95 (0.00)	-00.39 (0.00)		scheefheid
7	01.32 (0.27)	02.83 (0.93)	05.38 (2.10)	01.19 (0.17)	01.58 (0.21)	01.15 (0.12)	01.70 (0.00)	05.98 (0.00)		kurtosis

TABEL VIII.3. Kenmerken van de groepen op basis van een indeling volgens een aantal grafische parameters. De stalen behoren tot de mariene zandige eenheden van het Holoceen en het Eemiaan.



Groep Kenmerk	1	2	3	4	5	6	7	8	WEICHSELIAAN	
%	48.00	27.10	12.00	06.40	01.60	00.80	02.40	00.80	%	procentueel belang
1	01.92 (0.14)	02.08 (0.30)	01.56 (0.10)	02.02 (0.16)	01.67 (0.00)	02.14 (0.00)	00.75 (0.41)	00.08 (0.01)	$\phi$	percentiel 5 %
2	03.79 (0.27)	04.53 (0.62)	03.25 (0.23)	07.08 (0.61)	09.26 (0.00)	16.74 (0.00)	12.73 (1.54)	03.34 (0.37)	$\phi$	percentiel 95 %
3	02.78 (0.16)	02.80 (0.24)	02.36 (0.12)	03.16 (0.43)	02.53 (0.00)	05.06 (0.00)	02.91 (0.53)	02.30 (0.25)	$\phi$	mediaan
4	02.79 (0.15)	02.89 (0.26)	02.38 (0.13)	03.48 (0.32)	02.75 (0.00)	06.18 (0.00)	03.00 (0.55)	02.28 (0.35)	$\phi$	gemiddelde
5	00.55 (0.09)	00.65 (0.17)	00.48 (0.08)	01.38 (0.15)	01.61 (0.00)	04.26 (0.00)	03.14 (0.65)	00.79 (0.00)	$\phi$	standaard deviatie
6	00.04 (0.10)	00.32 (0.07)	00.08 (0.09)	00.47 (0.16)	00.57 (0.00)	00.51 (0.00)	00.59 (0.17)	-00.19 (0.13)		scheefheid
7	01.08 (0.12)	01.40 (0.22)	01.11 (0.10)	01.56 (0.34)	03.13 (0.00)	01.07 (0.00)	01.63 (0.12)	01.68 (0.58)		kurtosis

TABEL VIII.4. Kenmerken van de Weichseliaangroepen, gedifferentieerd door een aantal grafische parameters



Groep Kenmerk	1	2	3	4	5	6	7	8	
%	26.15	18.46	13.85	03.08	09.23	12.31	06.15	10.77	procentueel belang
1	00.71 (0.52)	00.62 (0.63)	07.34 (2.20)	00.20 (0.07)	00.14 (0.18)	00.56 (0.90)	01.79 (1.81)	02.72 (1.81)	1.75-2.00 $\phi$
2	04.06 (1.64)	03.14 (2.47)	16.24 (4.69)	01.00 (1.06)	01.31 (1.33)	02.85 (1.56)	11.15 (10.63)	11.22 (5.10)	2.00-2.25
3	22.20 (6.05)	09.22 (3.00)	19.29 (4.62)	03.00 (2.54)	07.88 (3.14)	03.84 (2.21)	07.74 (4.92)	17.29 (3.42)	2.25-2.50
4	39.62 (4.67)	26.55 (5.34)	17.18 (3.65)	07.70 (5.23)	42.92 (7.15)	13.35 (4.11)	05.75 (3.44)	20.33 (4.47)	2.50-2.75
5	15.08 (4.05)	27.32 (5.60)	10.32 (2.78)	11.98 (2.23)	28.93 (3.30)	32.27 (6.46)	08.44 (7.35)	14.89 (3.25)	2.75-3.00
6	06.72 (1.84)	18.58 (2.49)	09.19 (3.89)	26.63 (14.04)	11.79 (2.49)	28.55 (4.97)	26.79 (11.91)	10.94 (1.74)	3.00-3.25
7	01.14 (0.32)	04.02 (0.94)	02.07 (1.44)	05.98 (0.74)	02.16 (0.87)	05.52 (1.14)	10.13 (2.25)	02.76 (0.78)	3.25-3.50
8	01.28 (0.30)	03.94 (1.18)	02.72 (2.00)	11.97 (1.52)	02.01 (0.86)	06.89 (0.97)	12.33 (0.34)	03.81 (1.82)	3.50-3.75
9	00.69 (0.18)	01.38 (0.47)	01.08 (0.76)	06.60 (0.85)	00.73 (0.34)	02.12 (0.49)	04.25 (1.04)	01.98 (1.06)	3.75-4.00
10	00.69 (0.28)	00.88 (0.34)	00.84 (0.64)	06.90 (1.60)	00.39 (0.10)	01.48 (0.52)	02.83 (0.66)	01.81 (1.36)	4.00-4.25

TABEL VIII.5. Indeling in groepen op basis van de niet-cumulatieve zeefresultaten, toegepast op een stalenreeks met zowel continentale als mariene stalen.

Het gemiddelde en de standaarddeviatie wordt van elke parameter weergegeven.

Het procentueel belang van elke groep in de stalenreeks wordt weergegeven



Groep Kenmerk	1	2	3	4	5	6	7	8	
%	10.04	28.87	18.41	31.80	05.02	02.51	02.93	00.42	procentueel belang
1	02.48 (0.17)	01.98 (0.20)	01.34 (0.37)	01.85 (0.23)	02.00 (0.30)	01.83 (0.25)	-01.24 (0.59)	-03.66 (-)	3 %
2	02.57 (0.15)	02.16 (0.30)	01.56 (0.24)	01.99 (0.19)	02.15 (0.30)	02.02 (0.27)	00.45 (0.88)	-02.54 (-)	5 %
3	02.68 (0.12)	02.33 (0.16)	01.77 (0.18)	02.15 (0.13)	02.38 (0.29)	02.19 (0.23)	01.86 (0.20)	-01.02 (-)	10 %
4	02.77 (0.12)	02.46 (0.13)	01.92 (0.15)	02.27 (0.15)	02.56 (0.32)	02.29 (0.21)	02.10 (0.21)	00.88 (-)	16 %
5	02.82 (0.12)	02.54 (0.15)	01.99 (0.13)	02.31 (0.10)	02.66 (0.33)	02.34 (0.19)	02.16 (0.20)	01.48 (-)	20 %
6	02.86 (0.11)	02.60 (0.11)	02.07 (0.12)	02.37 (0.09)	02.77 (0.35)	02.40 (0.17)	02.23 (0.18)	01.76 (-)	25 %
7	02.89 (0.11)	02.66 (0.11)	02.13 (0.12)	02.43 (0.09)	02.86 (0.36)	02.45 (0.15)	02.29 (0.18)	01.98 (-)	30 %
8	03.03 (0.09)	02.88 (0.13)	02.37 (0.13)	02.65 (0.13)	03.21 (0.37)	02.65 (0.13)	02.57 (0.18)	02.30 (-)	50 %
9	03.18 (0.10)	03.10 (0.17)	02.64 (0.17)	02.87 (0.18)	03.75 (0.39)	02.90 (0.17)	02.87 (0.25)	02.55 (-)	70 %
10	03.22 (0.11)	03.15 (0.22)	02.73 (0.17)	02.93 (0.17)	04.03 (0.43)	03.00 (0.17)	02.97 (0.26)	02.63 (-)	75 %
11	03.28 (0.12)	03.23 (0.24)	02.82 (0.19)	03.02 (0.19)	04.26 (0.41)	03.20 (0.24)	03.07 (0.27)	02.71 (-)	80 %
12	03.35 (0.13)	03.31 (0.26)	02.92 (0.11)	03.10 (0.20)	04.56 (0.43)	03.64 (0.57)	03.16 (0.27)	02.79 (-)	84 %
13	03.51 (0.15)	03.50 (0.31)	03.12 (0.28)	03.33 (0.28)	05.23 (0.52)	05.27 (1.76)	03.41 (0.32)	02.96 (-)	90 %
14	03.74 (0.16)	03.84 (0.42)	03.50 (0.58)	03.94 (0.84)	06.20 (0.84)	09.64 (1.98)	04.02 (0.77)	03.16 (-)	95 %
15	03.86 (0.30)	04/14 (0.59)	04/03 (1.13)	04/57 (1.60)	06/92 (1.05)	(-)	04.47 (1.27)	03.25 (-)	97 %

TABEL VIII.6. Indeling in groepen op basis van de  
 $\phi$  percentielen; kenmerken van de groepen



Groep Kenmerk	1	2	3	4	5	6	7	8	ZANDFRACTIE	
%	17.90	24.70	27.30	11.00	02.50	13.60	00.85	01.70	%	procentueel belang
1	02.08 (0.06)	02.41 (0.20)	01.95 (0.13)	01.61 (0.14)	00.45 (0.39)	02.08 (0.19)	01.19 (0.00)	02.14 (0.05)	$\phi$	percentiel 5 %
2	03.19 (0.13)	03.58 (0.12)	03.68 (0.09)	03.19 (0.23)	03.61 (0.50)	03.72 (0.14)	03.37 (0.00)	03.95 (0.01)	$\phi$	percentiel 95 %
3	02.56 (0.06)	02.89 (0.11)	02.73 (0.08)	02.44 (0.16)	02.40 (0.31)	02.95 (0.09)	02.33 (0.00)	03.51 (0.23)	$\phi$	mediaan
4	02.58 (0.07)	02.92 (0.11)	02.75 (0.07)	02.43 (0.17)	02.35 (0.35)	02.92 (0.10)	02.36 (0.00)	03.35 (0.18)	$\phi$	gemiddelde
5	00.32 (0.05)	00.34 (0.06)	00.51 (0.05)	00.46 (0.07)	00.76 (0.06)	00.49 (0.08)	00.66 (0.00)	00.58 (0.05)	$\phi$	standaard deviatie
6	00.11 (0.04)	00.14 (0.08)	00.08 (0.08)	-00.03 (0.06)	-00.24 (0.08)	-00.08 (0.07)	00.01 (0.00)	-00.47 (0.23)		scheefheid
7	01.12 (0.11)	01.17 (0.17)	01.06 (0.07)	01.09 (0.11)	01.44 (0.30)	01.05 (0.19)	01.20 (0.00)	00.91 (0.26)		kurtosis

TABEL VIII.7. Groepenindeling van een stalenreeks met zowel mariene als continentale verdelingen, op basis van de grafische parameters berekend op de curve van de zandfractie



TABEL VIII.8. Regressie-analyse.

De verhouding van de klei-tegenover het gehalte  
tussen 2 en 20  $\mu\text{m}$

$y = \% \text{ 20-2 } \mu\text{m}$	$x = \% <2 \mu\text{m}$
------------------------------------	-------------------------

Hoofddeling	Regressie-coëfficiënt	Vergelijking rechte	Specifieke kenmerken
H Holocene	0,89	$y = 0,50x + 0,58$	
W Weichsel	0,69	$y = 0,54x + 0,69$	% <2 $\mu\text{m}$ is nergens groter dan 20 %; het verband is weinig betrouwbaar
E Eem	0,87	$y = 0,48x + 1,187$	
T Tertiair	0,60	$y = 0,41x + 4,1$	slechte correlatie
KOOISTRA(1977) actueel wad	0,97	$y = 0,54x - 1,87$	



TABEL IX.1. Cluster-analyse op basis van bepaalde zware mineralengroepen

NUMERIC VARIABLE CORRELATIONS

	opaak 1	HD mineralen 2	LD mineralen 3	HD/LD mineralen 4	granaat 5	tourmalijn 6	zirkoon 7	
2	0.5189							HD mineralen
3	0.1934	-0.5227						LD mineralen
4	0.2020	0.6988	-0.5819					HD/LD mineralen
5	-0.4581	0.2791	-0.6548	0.2201				granaat
6	0.6928	0.1488	0.5496	-0.1683	-0.4816			tourmalijn
7	0.6218	0.8189	-0.2664	0.7489	-0.1763	0.2249		zirkoon
8	-0.5893	-0.6937	0.4055	-0.3960	-0.1167	-0.3747	-0.5442	hoornblende

EIGENVALUES

3.64 2.67 0.84 0.36 0.23 0.13 0.10 0.04

PERCENTAGE VARIANCE

45.54 33.32 10.52 4.44 2.83 1.68 1.21 0.45

CUMULATIVE VARIANCE

45.54 78.86 89.39 93.83 96.65 98.34 99.55 100.00

EIGENVECTORS - BY ROWS

VECTOR 1 0.334 0.492 -0.262 0.405 0.052 0.124 0.466 -0.421  
 VECTOR 2 0.422 -0.073 0.484 -0.210 -0.503 0.522 0.095 -0.064  
 VECTOR 3 -0.075 -0.065 0.111 0.450 -0.479 -0.343 0.407 0.513  
 VECTOR 4 -0.113 0.322 0.435 0.181 0.546 0.374 0.082 0.466  
 VECTOR 5 -0.442 -0.397 0.011 0.583 -0.080 0.437 -0.141 -0.300  
 VECTOR 6 -0.694 0.290 0.061 -0.413 -0.198 0.089 0.425 -0.179  
 VECTOR 7 0.006 -0.096 0.688 0.105 0.198 -0.495 0.081 -0.464  
 VECTOR 8 0.121 -0.627 -0.135 -0.188 -0.363 0.104 0.628 0.042



groepen	opaak	HD-minera- len	LD-minera- len	HD/LD-mine- ralen	granaat	tourmalijn	zirkoon	hoornblende	
1	16.17 6.77	35.14 6.18	17.91 3.37	2.00 0.58	24.18 4.80	5.21 2.01	4.07 3.41	11.89 3.83	gemiddelde standaarddeviatie
2	21.18 5.02	31.94 6.96	27.71 3.45	1.14 0.37	17.73 7.13	7.55 4.72	5.54 3.18	22.16 3.24	gemiddelde standaarddeviatie
3	16.59 4.95	50.75 5.89	12.52 3.30	4.29 1.57	36.05 4.34	2.77 1.23	6.52 5.48	9.17 2.89	gemiddelde standaarddeviatie
4	36.56 5.30	49.60 3.36	20.80 3.56	2.43 0.62	26.15 4.48	12.00 6.63	11.07 2.97	5.39 4.22	gemiddelde standaarddeviatie
5	55.60 7.79	64.81 10.99	19.76 4.69	3.40 1.06	16.46 6.26	17.73 3.24	26.41 13.72	0.64 0.86	gemiddelde standaarddeviatie
6	53.55 12.66	39.40 0.85	39.40 0.85	0.95 0.07	7.80 5.52	37.40 2.26	10.60 1.55	2.00 2.83	gemiddelde standaarddeviatie
7	20.50 6.36	76.00 1.21	8.00 1.41	9.60 1.70	35.00 1.41	5.00 1.41	25.00 8.49	2.50 2.12	gemiddelde standaarddeviatie
8	50.00 *	95.00 *	3.00 *	31.60 *	21.00 *	3.00 *	71.99 *	0.00 *	gemiddelde standaarddeviatie

\* te weinig gegevens

TABEL IX.2. Kenmerken van de groepen. De indeling gebeurt op basis van zware mineralengehaltes



1	2	3	4	5	6	7	8	ZWARE MINERALEN OMGEVING BRUGGE	
X	X							marien	
X	X	X	X		X	X		kontinentaal	
X	X							infralitoraal	M A R I E N
X	X							open marien	
	X							hoorwad	
X								laagwad	
X	X							getijdengeul (sublitoraal)	
X								strand	
	X							sublitoraal-offshore	C O N T I N E N T A A L
X								duinen (kust)	
X								eolisch dekzand	
X		X						niveo-eolisch dekzand	
X	X	X	X					fluvioperiglaciaal verwilderd geulenpa- troon	
								overstromingsvlakte	
				X			X	Tertiair substraat	S T R A T I G R A F I S C H
			X	X	X	X		fluviatiet herwerkt tertiair	
	X							Eemiaan hoorwad	
X	X							Eemiaan litoraal	
	X							Eemiaan sublitoraal	
	X	X						Weichsel basisgeulen	
X	X	X	X					Weichsel fluvioperiglaciale overstromings- vlakte	
X		X						Weichsel niveo-eolisch	
X								Tardiglaciaal dekzand	
X	X							Holocene getijdengeulen	
X								Recent strand	
X								Recent duin	
	X							A-groep Edelman	
		X						H-groep Baak	

TABEL IX.3. Correlatie tussen de stratigrafische eenheden en de sedimentatie-omstandigheden enerzijds en de groepen door clusteranalyse afgescheiden



zijwaartse hellingshoek : 20°  
 voorwaartse hellingshoek : 30°

Stratigrafische betekenis	eenheid	Gemiddelde procentuele gewichtenamperage		
		0,4 A	0,8 A	1,2 A
Weichsel (continentaal)	NE	0,0345	0,2156	0,3737
	FZ	0,0186	0,2000	0,2691
Eemiaan (marien)	Z5	0,0316	0,5182	0,4686
	Z4n	0,0329	0,4750	0,4436
	Z2s	0,0288	0,4301	0,3887
	Z2n	0,0431	0,3790	0,2568
Pre-Eemiaan (continentaal)	Z-2	0,0627	0,7404	0,4997
	Z-1	0,3666	2,6034	0,4870
Tertiair substraat Lid van Oedelem	T	0,2703	7,8699	1,0112

TABEL IX.4. Gemiddeld procentueel aandeel van de door magnetische separatie afgescheiden mineralen per ingestelde amperage en per stratigrafische eenheid



BIVÄLVIA

Nucula nucleus  
Arca lactea  
Mytilus edulis  
Chlamys sp.  
Ostrea edulis  
Ostrea sp.  
Astarte montagui  
Montacuta ferruginosa  
Mysella bidentata  
Cerastoderma edule  
Cerastoderma glaucum  
Parvicardium exiguum  
Venerupis aurea aurea  
Venerupis pullastra  
Venerupis decussata  
Venerupis rhomboides  
Spisula elliptica  
Spisula solida  
Spisula subtruncata  
Mactra corallina cinerea  
Mactra corallina plistoneerlandica  
Donax vittatus  
Abra alba  
Abra prismatica  
Abra tenuis  
Scrobicularia plana  
Macoma balthica  
Angulus fabulus  
Tellina tenuis  
Ensis arcuatus  
Ensis ensis  
Ensis siliqua  
Solen sp.  
Mya truncata  
Barnea candida  
Zirfaa crispata  
Petricola pholadiformis  
Mya arenaria  
Pholas dactylus  
Corbicula fluminalis

			off shore tot 146m	grof zand
2		jong Holo- ceen	LWL tot 70 à 128m	
4	0-5m		hoog intertidaal/subtidaal	
	0-82m		off shore : LWL tot 27 à 28m	op harde substraten, schelplagen, compacte silt
		begin of eind Eem	tot 73.2m	in zuiver zand en kleihoudend en zandig grint
				fijn kleihoudend zand
2	0-120m		laag intertidaal à 120m	kleiig zand en grint
5	intertidaal		gemiddeld tij tot beneden LWL	zuiver zand tot klei, saliniteit 20‰
6		stagnerend brak water		varierende saliniteit, minimale waterbeweging en geen lange emersie
	0-55m		LWL tot 55m	goede tolerantie voor wisselende saliniteit tot 17‰
	0-36m		onder LWL tot 36m	in zware klei en in grint
	0-2m		gemiddeld tij tot 36m	grof hard zand, lemig zand
			onder gemiddeld tij	zowel in harde klei als in grinthoudend zand
			LWL	
1			off shore tot 90m	lemig zand, fijn grint, schelpgrint
1			laag inter- tot diep subtidaal	zand
1	0-36m	open marien strandnabij	laag intertidaal tot 36m	zand tot silthoudend zand
2		open marien strandnabij	laagste intertidaal	zuiver zand
2	0-10m	open marien zandig	iets boven LWL tot 18m	zuiver hard zand op geëxposeerde stranden
2	0-65m	kleiig	laagste LWL tot 65m	silt-silteus zand, zachte kleiige grintlagen
	0-55m		LWL tot 54.9m	zuiver zand
	intertidaal	zand	kleislikke	
6	intertidaal		kleislikke	zachte klei of leembodems met veel organisch detritus
3	intertidaal -10m	kleiig zandig	intertidaal	euryhalien, ook in kleiige sedimenten
	0-55m	open marien	laag intertidaal tot -55m	silteus kleiig zand tot zuiver zand
2	0-5m	zand open marien	midden intertidaal tot enkele m	fijn zand
		open marien	midden intertidaal tot enkele m	fijn zand
2	0-5m	open marien	laag intertidaal tot enkele m	fijn zand
			laag intertidaal tot 36m	
	0-73m	open marien	strand tot 73m	
3	0-5m			euryhalien, hard substraat
	0-7m		midden intertidaal tot enkele m	
		na 1900 AD		
		na 1600 AD		
		Tigliaan t/m Eemiaan		fluvieel primair

(1) (2) (3) TEBBLE (1966)  
British bivalve seashells (The British Museum)

- (1) Volgens VAN STRAATEN (1965) de groepen worden in tabel IX.8 toegelicht  
(2) Volgens PETERSEN (1984)  
(3) volgens RAVEN (1983)

Verder gesteund op DÖRJES et al. (1968), REINECK-SINGH (1973), VAN STRAATEN (1954,1964),  
VAN REGTEREN ALTENA et al. (1965), NEWELL (1967), VAN URK (1973)

TABEL IX.5. a. voorkomen van verschillende Bivalven



<u>GASTROPODA</u>			
Gibbula sp.			
Iacuna sp.			
Littorina littorea		0-(36m)	zeer verscheidene omstandigheden, zowel op kleiige als rotsige kusten
Littorina saxatilis		tidaal	
Hydrobia ulvae	6	0-(126m) dominant boven MSL	marien (saliniteit), ook estuarien / in kleiig milieu
Hydrobia ventrosa			brak / stagnerend water
Hydrobia stagnorum			
Rissoa sp.			Rissoa parva lager dan MLWL tot SLWL
Turritella solanderi			Tertiair, herwerkt
Bittium reticulatum		0-18m	typisch in Eemiaanfauna
Epitonium turtonis			open marien
Epitonium clathrus			open marien
Polinices polianus		0-2000m	
Ocenebra erinaceus			ook intertidaal
Buccinum undatum		0-36m	vanaf Eemiaan
Nassarius reticulatus			frequent in Eemiaan afzettingen
Retusa obtusa		10-100m	
Retusa alba			
Natica catenata			zandige kust (strand), siltloos zand
Acteon tornatilis			

TABEL IX.5. Specifieke ecologische indicatoren voor de aangetroffen  
Gastropoden (uit TEBBLE, 1966 ; RAVEN 1983; PETERSEN, 1984)



## HANDLEIDING BIJ TABEL IX.6 EN IX.7

Het volledige staal werd behandeld, niet een vaste hoeveelheid sediment. Minimum 100 exemplaren ( uitgezonderd de Hydrobidae ) dienden aanwezig alvorens het staal in aanmerking werd genomen. Spoedig is gebleken dat absolute telresultaten weinig belang hebben voor de interpretatie. Er werd een code uitgewerkt. Ze geeft overzichtelijk de telresultaten weer en vergemakkelijkt de interpretatie ( Tabel I.6b. ).

Code voor de mollusken tellingen

Symbool	
1	1 specimen
zw	zeer weinig
e	enkele
v	veel
zv	zeer veel
dom	dominant
x(d)	x aantal dubbelkleppers
x(j)	x aantal juveniele kleppen
x(k)	x aantal defecte kleppen

Aanvullend beschouwen we volgende parameters :

1. gewichtsprocent schelpen  $>1000 \mu\text{m}$  ten opzichte van het volledige staal
2. gewichtsprocent schelpen / gewichtsprocent grintfractie
3. verweringsgraad : - fris voorkomen met oorspronkelijke kleuren  
- donker grijze kleur  
- wit ontkalkt  
- wit ontkalkt, zeer broos

Bepaalde residuele sedimenten bevatten een combinatie van schelpen met verschillende verweringsgraad.

4. totaal aantal getelde specimen - het aantal Hydrobidae
5. gewicht Hydrobidae



	Zo	Z1	Z2n	Z2n	Z2n	Z4s	Z4s	Z4s	Z4s	Z4s	Z4s	Z4c	Z4n	Z5	Z5	Zo	Z1	Z2n	Z2s	Z3	Z4s	Z4c	Z4n	Z5		K1
<u>BIVALVIA</u>																										
Nucula nucleus			1															x								
Arca lactea																										
Mytilus edulis	e		v	e	1					e						x		x	x	x	x					
Chlamys sp.				e														x								
Ostrea edulis			e				e	e(k)		e	1			1					xx	(x)	x					
Ostrea sp.			v	v														x	(x)							
Astarte montagui			e							e	1							x	x		x					
Montacuta ferruginosa																										
Myssella bidentata	1			1						e	e					x	x	(x)		x	x					
Cerastoderma edule	e	dom	v	v	zv	dom	v	dom	dom	zv	dom	dom	zv	dom	dom	xx	xx	xxx	xx	xx	xxx	x	(x)	xx		(x)
Cerastoderma glaucum			v	e	e	e		ejuv	ejuv	zv	v							x	x	(x)	(x)	x		x		(x)
Parvicardium exiguum		e	v	v				e		zw	zw							x	xx	x		x				
Venerupis aurea aurea																			xx							
Venerupis pullastra	1		e													x		x								
Venerupis decussata	1?			1												x		x	(x)							
Venerupis rhomboides		zw		e	zv													(x)	x	x						
Spisula elliptica																										
Spisula solida						1																				
Spisula subtruncata		1	e	e	1		1	ejuv		1	ejuv	e	e	zw				(x)	x	(x)						
Macra corallina emerea																										
Macra corallina plistonaeerlandica							zw	1(k)						1						(x)						
Donax vittatus				zw		e	v	ejuv	e	zv	vjuve(k)	zw	v			(x)		(x)	x	x	x	x				
Abra alba			1				v			e	e	zw	dom			(x)		(x)	x	x	x	x				
Abra prismatica																										
Abra tenuis						1	ejuv		zw			e								x	x		x			
Scrobicularia plana	1(k)	1		e	e			e	1(k)					1	e			x	x	(x)	x	x		x	xx	xx
Macoma balthica	e	e	v	zv	e	e	v	v	e	zv	v	zw	zw	e	v	x	x	xx	xx	x	xx	x	x	x		(x)
Angulus fabulus														e									x			
Tellina tenuis					zw		1	v	e	dom	ejuv		v	dom	ldub				x	x	xx		x			
Ensis arcuatus																										
Ensis ensis				e						e(k)				1				x	(x)		(x)		x			
Ensis siliqua																										
Solen sp.				e						e(k)								x	(x)		(x)					
Mya truncata																		(x)								
Barnea candida			zw	e(k)	zw													x	x							
Zirfea crispata																		(x)								
Patricola photadiformis																										
Mya arenaria																										
Pholas dactylus									1?																	
Corbicula fluminalis			1															x?								

TABEL IX.6. Molluskeninhoud van de mariene Eemiaan lagen  
a. Bivalven







[illegible]



<u>GASTROPODA</u>									
Gibbula sp.								e	
Lacuna sp.								zw	
Littorina littorea								zw	
Littorina saxatilis									
Hydrobia ulvae	dom	dom	dom	dom	dom	dom	e	zw	
Hydrobia ventrosa	e								
Hydrobia stagnorum									
Rissoa sp.	1								
Turritella solanderi									
Bittium reticulatum	zw		e	e	e				
Epitonium turtonis									
Epitonium clathrus								e	
Polinices polianus									
Ocenebra erinaceus									
Buccinum undatum								zw	
Nassarius reticulatus								zw	
Retusa obtusa									
Retusa alba		1							
Natica catena								v	
Acteon tornatilis									
<b>HOLOCEEN</b>									
	geulbasis	geulbasis	onderste deel geul	subtidaal	laag intertidaal	hoogste zandwad	intertidaal	Oostduinkerke	

TABEL IX.7. b. Het voorkomen van Gastropoden in de Holocene getijdeafzettingen



## H O L O C E E N

	GEULBASIS	GEULBASIS	SUBTIDAAL	SUBTIDAAL	LAAG INTERTID	HOOG ZANDWAD	INTERTIDAAL	STRAND
GEWICHTSPROCENT SCHELPE/VOLLEDIG STAAL	11.20	7.30	27.90	4.20	22.60	1.90	16.80	2.50
% SCHELPE/OVERIG GRINT	6.0	1.0	3.0		7.0			
VERWERINGSGRAAD	1.	1/2	1/2/3	1/2	1/2/3	1		1
TOTAAL AANTAL SCHELPE - HYDROBIDAE	193	92	179	47	115	33	113	157
GEMIDDELD AANTAL RIBBEN VAN CERASTO- DERMA EDULE	--	--	24.07	24.44	24.61	23.83		

GEWICHTSPROCENT SCHELPE/VOLLEDIG STAAL	0.80	1.20	8.70	35.60	31.90	4.30	2.20	12.30	19.20	17.90	9.70	0.80	1.20	1.30	0.90
% SCHELPE/OVERIG GRINT			5	8	15				7		4				
VERWERINGSGRAAD	2/4	2/3	1/3	1/4	1/2/3	1/2	1t/4	1/2	2/3	1/2/3	1/2	2/3	1	2/3	4
TOTAAL AANTAL SCHELPE - HYDROBIDAE	29	125	173	153	97	65	47	52	67	225	135	34	79	80	59
GEMIDDELD AANTAL RIBBEN VAN CERASTO- DERMA EDULE		24.8		23.2	22		22.8		23.33	25.1	23.67	23.5		23.57	
	Zo	ZI	Z2n	Z2n	Z2n	Z4s	Z4s	Z4s	Z4s	Z4s	Z4s	Z4c	Z4n	Z5	Z5

## E E M I A A N

TABEL IX.6.en IX.7. Aanvullingen



TABEL IX.8. Indeling van de Mollusken geïnspireerd gebaseerd op VAN STRAATEN (1965) en aangevuld met enkele specifieke groepen met lokaal belang (groep 8) en specifiek voor de Eemiansequenties te Brugge

OPEN MARIEN			ACHTER DE KUSTBARRIERE	
NEAR SHORE STRAND	SUBLITORAAL NEAR SHORE	LANGS DE KUST OFF SHORE	WADDEN / ESTUARIUM / LAGUNES	HOOGSTE DEEL VAN HET WAD
1. Spisula subtruncata Spisula solida Spisula sp.	7. Amygdala aurea Amygdala decussata Nassarius reticulata Bittium reticulatum	2. Mactra corallina Donax vittatus Abra alba Mysella bidentata Angulus fabula Angulus tenuis Ensis ensis Arca lactea	4. Mytilus edule	6. Scrobicularia plana Cardium glaucum Hydrobia ulvae Hydrobia sp.
3. Macoma balthica Barnea candida			3. Macoma balthica Barnea candida	
5. Cerastoderma edule			5. Cerastoderma edule	
OUD TERTIAIRE AFZETTINGEN (HERWERKT)				
8. Cardita planicosta Turitella solanderi				

Gebaseerd op VAN STRAATEN L.M.J.U. (1965)



TABEL X.1. : Correlatie van de eenheden in het Zuidbrugse  
Dallandschap

		Ontsluiting Oligofrenen	Onsluiting Sint Michiels	Ontsluiting Oude Gentweg	Ontsluiting Het Zand	Profiel St Mi- chiels-Oostkamp	Profiel Steenbrugge Oedelem	Correlatie alge- mene stratigrafi- sche indeling
KWARTAIR								
HOLOCEEN						H/ALL H/V	K13 V12	H/ALL H/V
WEICHSELIAAN			SM/Z8 SM/Z7				V-M	M
	Z3d	L/Z6	SM/Z6 SM/P5 SM/L4	OG/Z13 OG/V12	Z/Z6 Z/V5 Z/Z4	DK	Z11	DK NE/V2 NE
	Z3c	L/LC5	SM/K3			ALL	L9-Z9	ALL
	Z3b	L/Z3/G4	SM/Z2	OG/Z11 OG/Z10 OG/V9 OG/Z8 OG/L7	Z/G3	FL2	G8	FL2  FZ
	Z3a	L/LC2				FZ LC	Z7/L7/L7' G6/Z5 L4	LC FL1 LC1
EEMIAAN				OG/K6 OG/V5 OG/K4 OG/V3 OG/Z2			K3  Z2 Z-1	K3 K3'  P/Z1 P/G4
PRE-EEMIAAN							Z-1 Z0	P/G3 P/ZG2



gegevens Eenheden		1	2	3	4	5	6	7	8	9	A1	A2	A3	
LZ		70	70	70	55	110	80	95	140	140	50	50	45	KWARTAIR
K2		5- 20	5- 20	10- 30	10	5	10	15- 40	10- 30	20- 40	5	5	5	
Z3	Z3b	45			90-120		80-105 60	85	115		115	120		
	Z3a		40- 80	40- 60									60	
Z2		160	270	180	180	160-180	120-200	250		220	200-220		320	TERTIAIR
Z1K	Z1Kb	35- 50	35- 60	30- 60	40- 50	25- 40	30- 50	45- 60	25- 40	70- 90	40- 60	20- 40	40- 60	
	Z1Ka	50-100		60-100	50- 80			60-120	40-100		60- 80	40- 80	60-100	
Z1	Z1b	160			160-220	200-230			120-245	120-220	200	150-220	200	
	Z1a	240	220	160-250	240		235	240	245	220	200-250	220	220-320	

TABEL X.2. Druksonderingen.

Absolute waarden van de puntdrukweerstand in Kg/cm<sup>2</sup> van de verschillende eenheden



gegevens Eenheden		1	2	3	4	5	6	7	8	9	A1	A2	A3
Z3	Z3d	23/128	37/137	29/150	64/120	50/200	75/145	28/130	60/100	50/110	67/167	67/150	100/180
	Z3c	128/228	137/237	150/230	120/155	200/350	145/200	130/280	100/280	150/360	167/200	150/187	180/250
	Z3b	228/270			180/364		200/300	280/380	280/400		200/280	187/300	
	Z3a		137/337	230/390									250/350
Z2		282/472	337/497	390/530	364/564	350/500	375/625	430/530		370/550	350/467		350/450
Z1K	Z1Kb	482/628	497/637	530/600	564/700	500/650	625/775	530/630	400/510	550/620	467/567	300/510	450/600
	Z1Ka	628/660		600/660	700/720			630/680	510/570		567/610	510/600	600/650
Z1	Z1b	660/800			720/1010	650/850			570/850	620/850	610/1160	600/1180	650/950
	Z1a	800/...	637/...	660/...	1010/...		775/...	680/...	850/...	850/...	1160/...	1180/...	950/...

cm

TABEL X.2. Druksonderingen. vervolg

Diepte - intervallen in cm onder het maaiveld



TABEL X.3. : Resultaten van de geo-electrische metingen.

Geo-electrische sondering <u>GEM 1.</u> Wenneropstelling. Geo-electrisch interpretatie. aantal lagen : 3.			
Laag	Resistiviteit (nm)	Dikte (m)	K
1	530	1.8	-0.8
2	58	13.2	-0.8
3	6.4		

Geo-electrische sondering <u>GEM 2.</u> Wenneropstelling. Geo-electrische interpretatie. aantal lagen : 2			
Laag	Resistiviteit (nm)	Dikte (m)	K
1	240	1.35	-0.7
2	43		

Geo-electrisch sondering <u>GEM 3.</u> Wenneropstelling. Geo-electrische interpretatie. aantal lagen : 3			
Laag	Resistiviteit (nm)	Dikte (m)	K
1	700	1.75	-0.7
2	126	10.25	-0.9
3	63		

Geo-electrische sondering <u>GEM 4.</u> Wenneropstelling. Geo-electrische interpretatie. aantal lagen : 3			
Laag	Resistiviteit (nm)	Dikte (m)	K
1	110	3.2	-0.5
2	36.3	12.8	-0.6
3	9		

Geo-electrische sondering <u>GEM 5.</u> Wenneropstelling Geo-electrische interpretatie. aantal lagen : 3			
Laag	Resistiviteit (nm)	Dikte (m)	K
1	200	0.8	-0.6
2	50	15.2	-0.8
3	6		



SYMBOOL	ONTSLUITING	LAMBERT-COORDINATEN X Y	HOOGTE MAAIVELD	DIEPTE ONTSLUITING	TERTIAIR (m O.P.)	FIGUREN
PDC	Pieter de Coninck- laan	68.65 - 211.95	+6.0m		4.00	X.22.
E1	Expressweg 1	67.50 - 212.39	+4.5m	5.0m	2.60	X.23.
E2	Expressweg 2	67.75 - 212.05	+5.0m	3.0m	3.20	X.24.
LW	Lege Weg	67.75 - 211.40	+7.0-8.0m	2.0m	6.00	
SA1	Sint Andries 1	66.45 - 209.50	+15m	2.0-3.0m	13.00	
SA2	Sint Andries 2	66.73 - 208.65	+17m	2.0m		X.24.
	Peter Benoitlaan	68.96 - 211.78	+6.0m	2.0m	4.20	
	Waggelwater 1	68.55 - 211.55	+7.0m	2.0m	5.00	
	Waggelwater 2	68.20 - 211.93	+6.0m	2.0m	4.70	
RMS	Rijksmiddelbare School	68.04 - 210.22	+10m	1.5m	8.70	
Z	Zand	69.52 - 211.15	+9.0-10.0m	7.0-10.0m	4.00	X.17.
OG	Oude Gentweg	70.15 - 210.90	+6.0m	7.0m	0.00	X.10.
SM	Sint Michiels 1/2	69.25 - 210.00	+5.0-7.0m	3.0-5.0m	3.00	X.12.
	3	69.35 - 209.70	+5.0-7.0m	3.0m		X.13.
	4	69.30 - 210.10	+6.0m	3.0m		
L	Loppem	68.25 - 207.00	+6.0m	3.0m	3.00	X.3.

TABEL X.4. Bijkomende informatie over de ontsluitingen in de Testgebieden:  
de rug van Sint-Andries en het Zuidbrugse Dallandschap



SYMBOOL	ONTSLUITING	LAMBERT-COORDINATEN		HOOGTE MAAIVELD	DIEPTE ONTSLUITING	FIGUREN	LITTERATUUR
		X	Y				
AZ	Algemeen Ziekenhuis	67.75	212.81	+3.1 +3.3m	3 à 5m	X.29.a	MOSTAERT (1980)
O	AZ - Oostende Steenweg	67.79 67.58	213.78 212.78	+3.0 +3.5m	3 à 5m	X.29.b c en d	MOSTAERT (1980)
P	Molenstraat	67.83	213.76	+3.0	3 à 5m	X.29.e	MOSTAERT (1980)
		68.35	214.28	+3.5m			
B	Blankenberge Steenweg	68.33 68.55	214.86 214.43	+3.8 +4.2m	4 à 6m	.	MOSTAERT (1980)
S	Blankenbergse Steenweg Spoorweg	68.33 68.78	214.86 214.93	+3.5 +4.0m	5 à 7m	X.29.f	MOSTAERT (1980)
G	Gazel - Zuidervaart	70.85	212.91	+3.8m	3 à 4m	X.27.	
PK	Polderhoek - Damse Vaart Koolkerke	72.14 71.88 71.65	213.23 213.86 214.86	+3.0 +4.0m	2 à 4m	X.28.	
AZO	Algemeen Ziekenhuis Oost	68.15	212.83	+3.4 +3.6m	2m		

TABEL X.5. Aanvullende gegevens bij de dontsluitingen uit het testgebied Polderrand.



SYMBOOL	ONTSLUITING	LAMBERT-COORDINATEN		HOOGTE MAAIVELD	DIEPTE ONTSLUITING	FIGUREN
		X	Y			
W	Waterzuiveringstation Herdersbrug	68.80	-216.68	+3.8 +4.3 m	8 m	X.32.
ZEV	Zeveneken zuid	69.20	-214.51	+3.8 +4.2 m	3 m	X.33.
DUD	Kanaal Zeebrugge-Dudzele steenweg Ronsaertbeek	69.75 70.45 68.05 71.13	-216.21 -216.21 -215.66 -215.66	+4.5 m	3 à 5 m	
VS	Blauwe Toren	68.80	-215.53	+3.7 m	7 m	X.35, X.36.
DN	Dudzele Noord			+3.5 m	2 à 3 m	

TABEL X.6. Bijkomende gegevens in verband met de ontsluitingen in het testgebied  
Het Brugse Middelland



SYMBOOL	ONTSLUITING	LAMBERT-COORDINATEN		HOOGTE MAAIVELD	DIEPTE ONTSLUITING	FIGUREN	LITERATUUR
		X	Y				
KL	Klemskerke-De Haan	56.40	-216.90	+2.8	1 à 3 m	X.39.	
		56.10	-217.00	+3.0 m			
B	Bredene Collector	52.90	-215.40	+3.7	7 m	X.40.	
				+4.0 m		X.41.	
JAC	Bredene Jacobinessen	53.50	-216.00	+3.7	4 m	X.42.	
				+4.5 m			
BLU	Bredene Tehuis Blutsijde	53.50	-216.60	+4.0 m	4.3 m	X.43.	
		54.00	-216.90				
DH	Duinen Blutsijde	54.00	-216.80	+5.5 m	0.9 m	X.44.	
ST	De Haan strand	57.30	-220.00	+5.0 m	2.0 m	X.45.	VAN SIELEGHEM (1980)
RI1	Bredene Riolsleuf 1	53.00	-215.70	+3.9 m	4.0 m	X.46.	
RI2	Bredene Riolsleuf 2	53.30	-216.20	+4.0 m	4.0 m	X.46.	
VIC	Bredene De Vicogne	51.60	-212.70	+4.0 m	2.0 m		
							BILLIET (1981) THOEN & DE COCK (1981)

TABEL X.7. Aanvullende gegevens bij de ontsluitingen in het Testgebied Inbraakgebied Bredene



BOORPROFIEL (VAN SIELEGHEM, 1980)	ONTSLUITING BREDENE COLLECTOR	ONTSLUITING BREDENE JACOBINESSEN	ONTSLUITING BREDENE BLUTSIJDE	ONTSLUITING DE HAAN BLUTSIJDE	ONTSLUITING DE HAAN STRAND	BOORPROFIEL G	LITHOSTRATIGRAFISCHE EENHEDEN.
K4	B/K9	J/K9	BLU/K6			K4	bovenste klastische eenheid
KZ4	B/K9	J/K9	BLU/Z5			K4'	bovenste klastische eenheid
Za2	xxxx	J/Z10			D2 Vb	D2	jonge duinen
				D1' Va D1	D1	D1	oudere duinen  oudere duinen
						SA	jongere stranden
Za1	xxxx	J/Z8	BLU/Z4b BLU/Z4a			S1	oudere stranden
G4	B/Z8	J/Z8b				G4	bovenste klastische eenheid
K3	B/K7	J/K7b				K3'	bovenste klastische eenheid
V3	---	---				---	
K2	B/K7	J/K7a	BLU/K3			K3	bovenste klastische eenheid
G2	B/K7	J/K7a	BLU/K3			G3	bovenste klastische eenheid
V2	B/V6	J/V6	BLU/V2			V2	algemene organische eenheid
K1	B/K5	J/K5	BLU/K1			K2	klastische tussenlaag
V1	B/V4					V1 V1+2	algemene organische eenheid algemene organische eenheid
Ko	B/K3					K1/Z1	onderste klastische eenheid
	B/V2					Vo	basis organische eenheid
	B/Z1					Zo	Pleistoceen substraat

TABEL X.8. Verband tussen de eenheden  
uit de verschillende ontsluitingen



LITHOSTRATIGRAFISCHE EENHEID	LABONUMMER	C <sub>14</sub> -DATERING	CALIBRATIE (KLEIN)	LITTERATUUR
Oudere duinen	IRPA 624	1370 ± 55B.P.	580 - 775 A.D.	DE CEUNYNCK R. MOSTAERT F.
Algemene organische eenheid	IRPA 437	5550 ± 100B.P.		VERBRUGGEN, C. DAUCHOT-DEHON et al. (1983)
Vegetatie horizont	IRPA 438	1940 ± 90B.P.		VERBRUGGEN, C. DAUCHOT-DEHON et al. (1983)
Bovenste klastische eenheid (scheipen)	IRPA 452	2470 ± 50B.P.		DE CEUNYNCK R., VERHAEGHE F. DAUCHOT-DEHON et al. (1983)
Romeins niveau	IRPA 342 BR79/1/12	2060 ± 130B.P.		DAUCHOT-DEHON et al. (1981)
Venige tussenlaag	IRPA 377 BR79/1/18	2195 ± 60B.P.		DAUCHOT-DEHON et al. (1981)
Venige tussenlaag	IRPA 379 BR79/1/20	1915 ± 50B.P.		DAUCHOT-DEHON et al. (1981) ter beschikking gesteld door H. THOEN (1981)
Venige tussenlaag	IRPA 665	4380 ± 65B.P.		MOSTAERT F.
LITHOSTRATIGRAFISCHE EENHEID	HOOGTE	PALYNOLOGIE	DATERING	LITTERATUUR
Algemene organische eenheid	+0.98 -1.00	einde veengroei	±2800 B.P.	BILLIET M. (1981)
		begin veengroei	±4000 B.P.	
		einde veengroei	Subatlanticum	VERBRUGGEN C.
		begin veengroei	einde Atlanticum	
		tussenlaag : top VI	begin Subatlanticum	VERBRUGGEN C.
		ARCHEOLOGIE		
Bovenste klastische eenheid	+2.6	Romeinse vestiging	Flavische periode	THOEN, H.; DE COCK. (1981)
Top vad- en lagunaire seq.	+3.5	Bredene	70 - 100 A.D.	

TABEL X.9. Absolute en relatieve dateringen gesitueerd in het testgebied Bredene

TABEL X.11. Reconstructie van de vegetatie , naar R. De Ceunynck

B.P.	BLYTT. & SERN. ZONES	VEGETATIE GESCHIEDENIS			
		KUSTVLAKTE		OUDERE	JONGERE
1000	SUBATLANTICUM	WEIDEN		(WEIDEN)	OPEN VEG./STRUWEEL
		BEDIJKING :			
		AKKERS		(ERICACEAE VEGETATIE)	HIPPOPHAE STRUWEEL OPEN KRUIDENVEGETATIE
		SCHORRE		HIPPOPHAE/SALIX STRUWEEL	
2000	MARIENE INVLOED	SLIKKE EN GETIJDEGEULEN		OPEN KRUIDENVEGETATIE (HALOPHYTIC)	
		SCHORRE			
		RIET/LAGUNE (BRAK)			
3000	SUBBOREAAL	SPHAGNUM-ERICACEAE VEEN	OMBROTROOF	GEEN DUINSEDIMENTEN GEVONDEN	
		BROEKVEEN (DROGERE FASE)	MESOTROOF		
4000	SUBBOREAAL	LAAGVEEN MET CYPERACEAE, DROGERE GEBIEDEN : QUERCUS, BETULA, ALNUS			
		NABIJHEID VAN SCHORREN			
5000	ATLANTICUM	EUTROOF			
		PHRAGMITES RIET SCHORRE-VEGETATIE SLIKKE	BRAK		

Gecompileerd door R. DE CEUNYNCK, 1985.



VERWERKTE DATERINGEN y. B.P.	CHRONOSTRATIGRAFIE	MHWL m TAW	MILIEU		DUINEN EN KUSTBARRIERES		SEDIMENTAIRE EENHEID	
			ACHTERLAND MARIEN	CONTINENTAAL	OFF	LAND		
1000- 500	Jonge duinen	+ 4.3		bodemvorming		kustregularisatie duinvorming	duin zand strandzand	D2 S2
1000				indijking				
1350	Oudere duinen	+ 4.2	wadden schorre			bodemvorming duinvorming	duin zand strand zand	K4 D1 S1
	DUINKERKE II	+ 4.2	uitbreiding en opvulling getijdegeul			landwaartse migratie in de omgeving van het zeegat	schorre-klei kleislikke zandwad getijdegeul	K4 G4
1900			Romeinse neder- zetting bodemvorming en sedimentair hiaat			geen resten in de oostelijke kustvlakte	vegetatie- horizonten	G4
2100		+ 2.7	wadden lagunes				schorre kleislikke lagunaire klei	K3
2500	DUINKERKE I	+ 2.5					veen	V2
	HOLLAND V CALAIS IV			moeras			klei	K2
5000-4400	CALAIS III	-1	lagunes schorre				veen	V1
	HOLLAND II		moeras				klei zand	K1 Z1
5600	CALAIS II	-2	lagunes wadden				veen-bodem	Vo
6200-6300		-4	bodemvorming					

TABEL X.10. Synthetische voorstelling van de gebeurtenissen in het Testgebied Inbraakzone Bredene en dit gedurende het Holoceen.



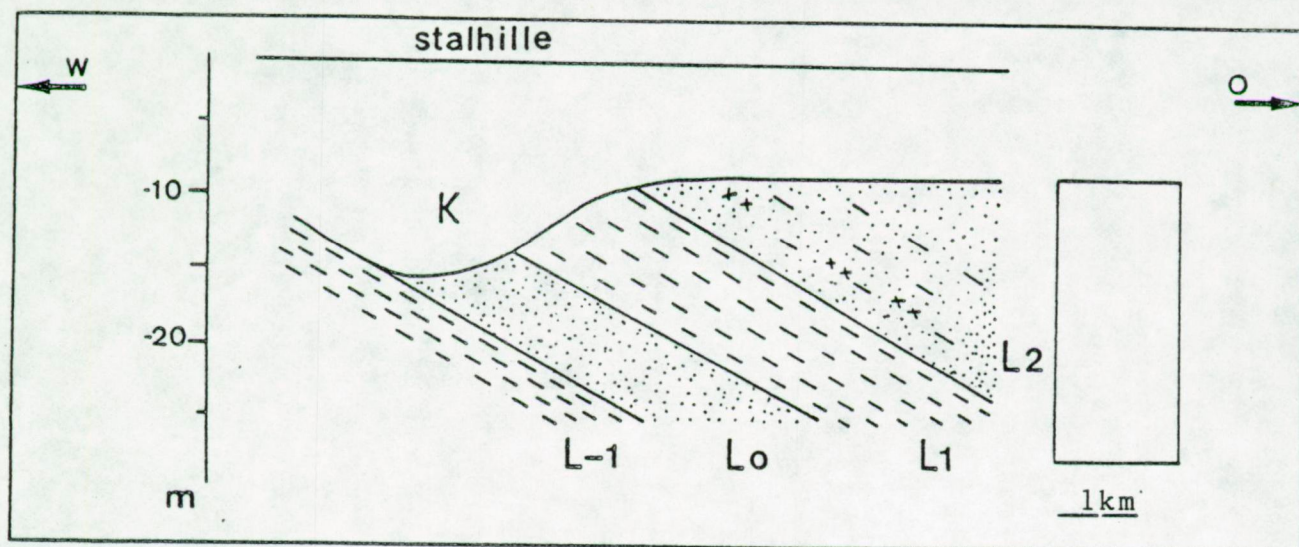
**FIGUREN**



ALGEMENE LITHOLOGIE		INSLUITSELS	
	grof zand		zandsteenbanken
	middelmatig tot fijn zand		zandsteen- en kleiblokken
	fijn tot zeer fijn zand		grint (silex)
	leem		glauconiet
	klei tot zware klei		roestvlekken
	klei-zandafwisseling		schelpkleppen (Bivalven)
	kleihoudend zand		schelpfragmenten en -gruis
	kleiig zand		Gastropoden
	zandige klei		dubbelkleppers(in levenspositie)
	veen		dubbelkleppers
	houtveen op rietveen		houtfragmenten
	mosveen		plantenresten,doorworteling
	venige klei		humeus
	humeus fijn zand		veengruis
	bodemontwikkeling		
	mergel		
	vergraven		lokalisatie C14 datering
			lokalisatie pollenanalyse
AFKORTINGEN		SHWL	spring hoogwaterlijn
O.P.	Oostend Peil	SLWL	spring laagwaterlijn
A.H.	Absolute hoogte	DB	diepboring
MSL	gemiddelde zeespiegelstand	HB	handboring
MHWL	gemiddelde hoogwaterstand	T/	Tertiair
MLWL	gemiddelde laagwaterstand	E/	Femiaan
		W/	Weichseliaan
		H/	Holoceen
SYNTHETISCHE VOORSTELLING VAN SEDIMENTAIRE STRUCTUREN			
	tabulaire laminatie		ontdubbelde foresets
	kleinhoekig planair		microribbels
	planair met steilhellende setgrenzen		flaser
	trogvormig		

**FIGUUR I.1.** Gebruikte code bij de weergave van de boorgegevens en de ontsluitingsprofielen.



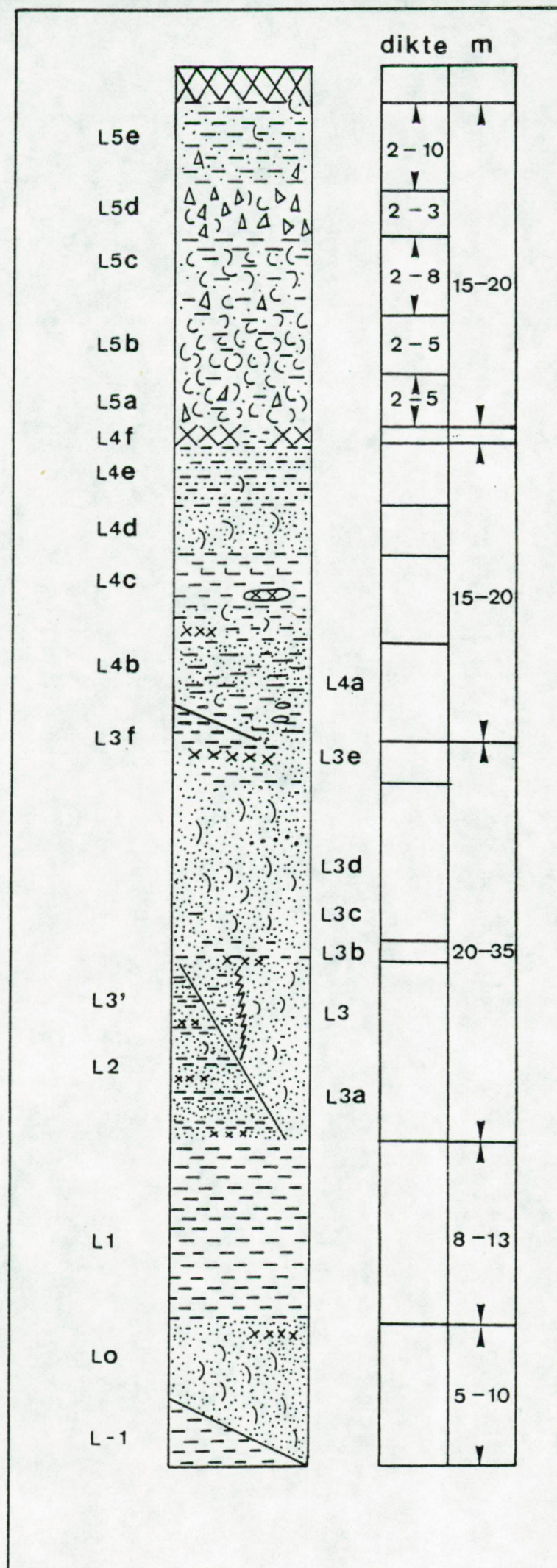


FIGUUR II.1. Schematische doorsnede ter hoogte van Stalhille.

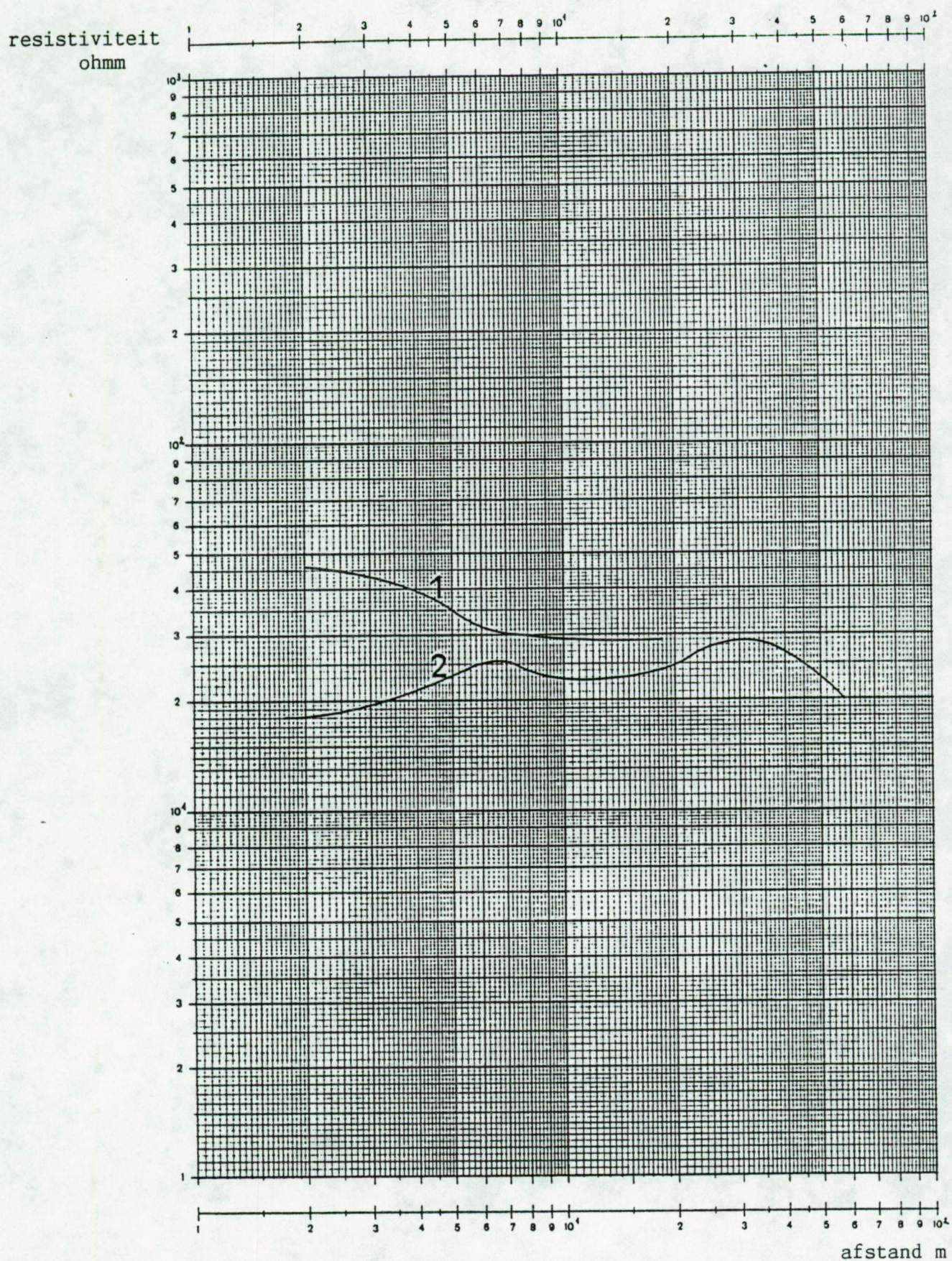
K staat voor de Kwartaire lagen  
 L-1, Lo, L1, L2 zijn de besproken Tertiaire  
 eenheden. De structurele invloed op het  
 oppervlak aan de basis van het Kwartair  
 komt duidelijk tot uiting.



FIGUUR II.2. Synthetische  
vertikale kolom  
van de Tertiaire  
eenheden.

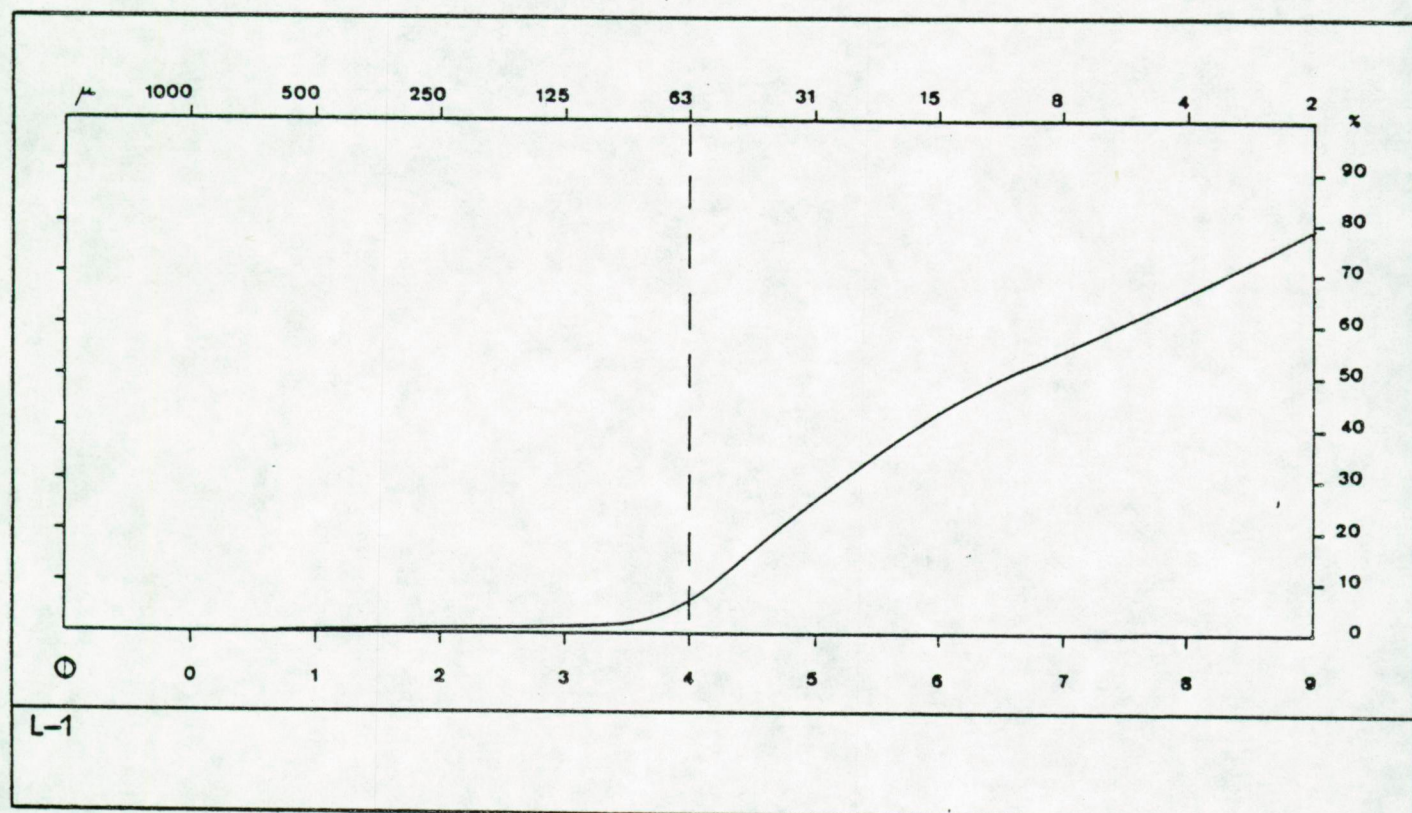
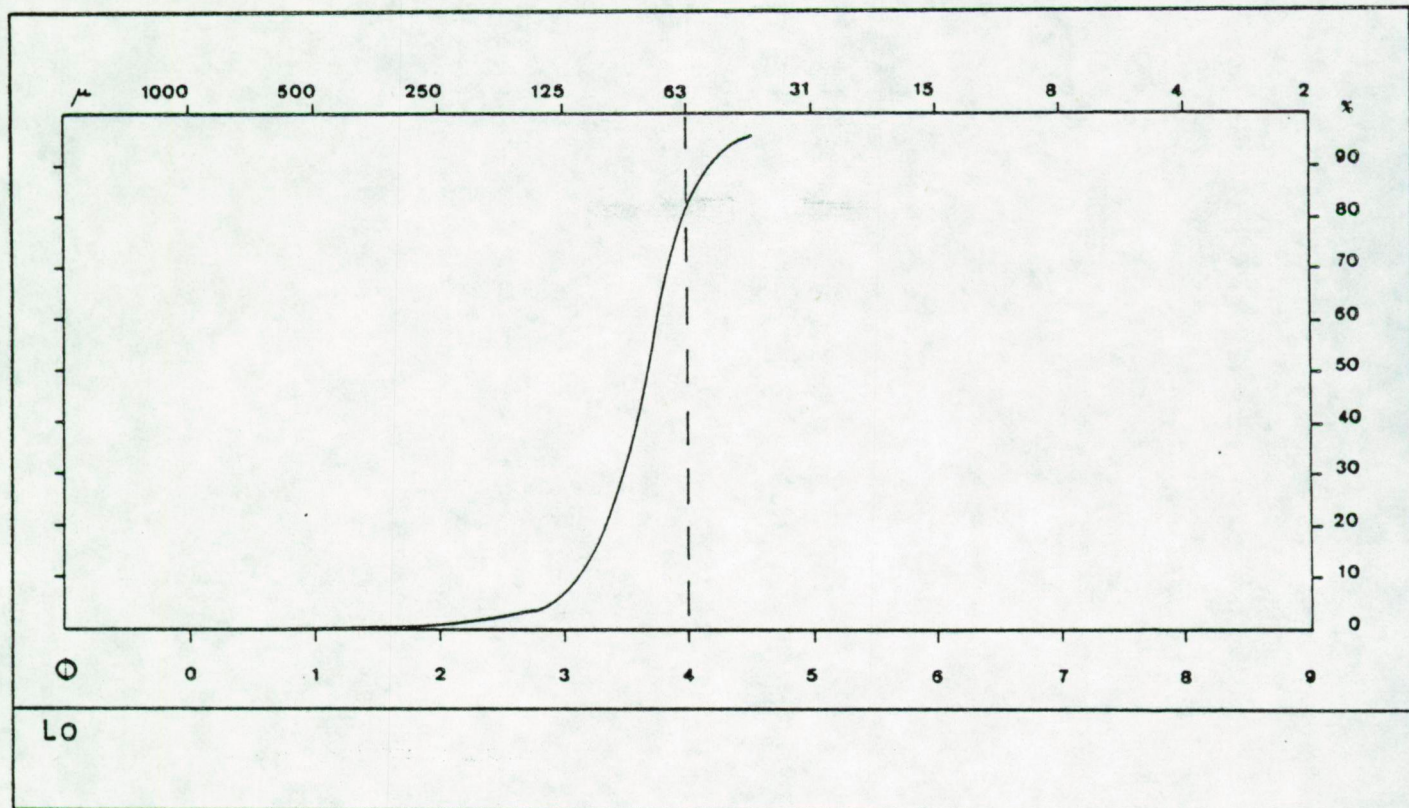






FIGUUR II.3. Geo-electrische metingen  
meerlagige curves te Sint Kruis  
penetratie tot in de eenheid L5.



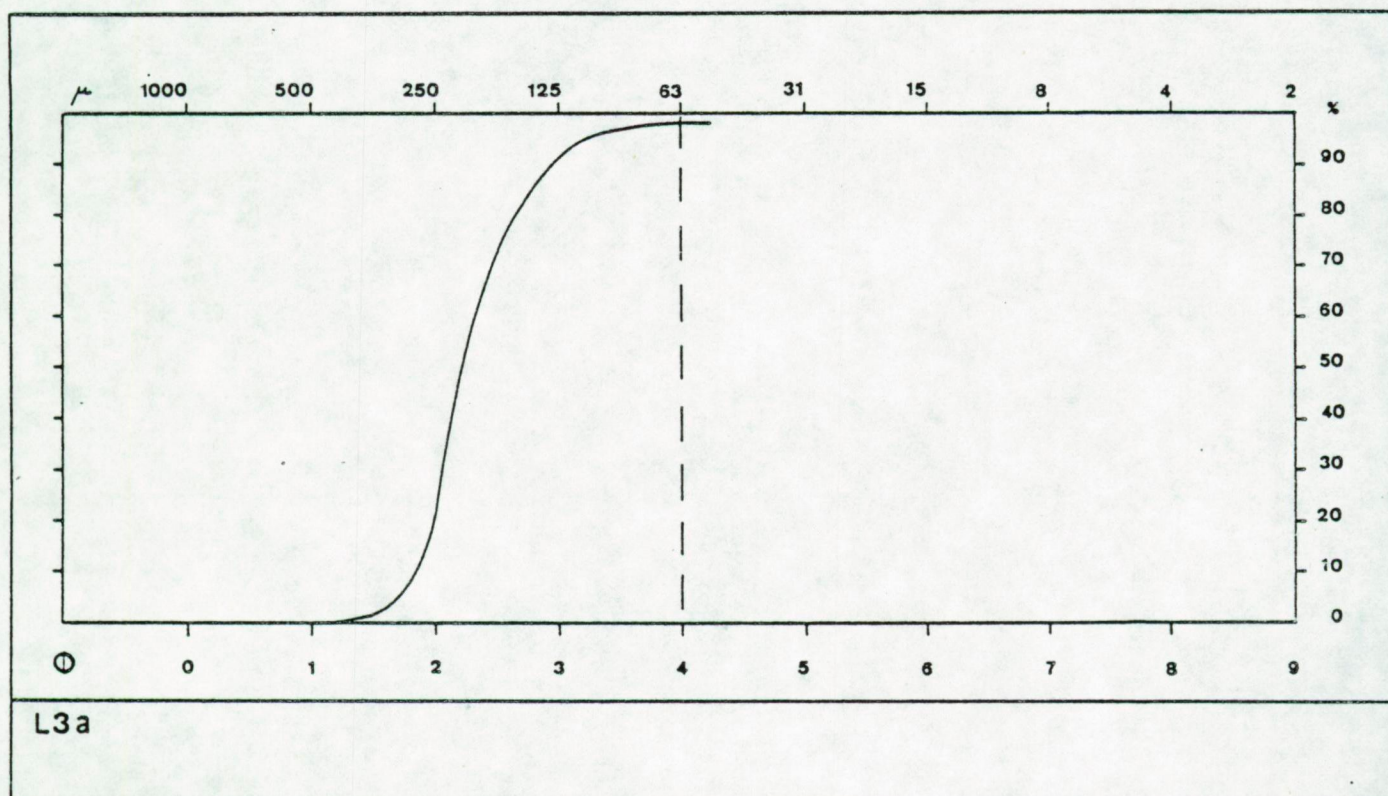
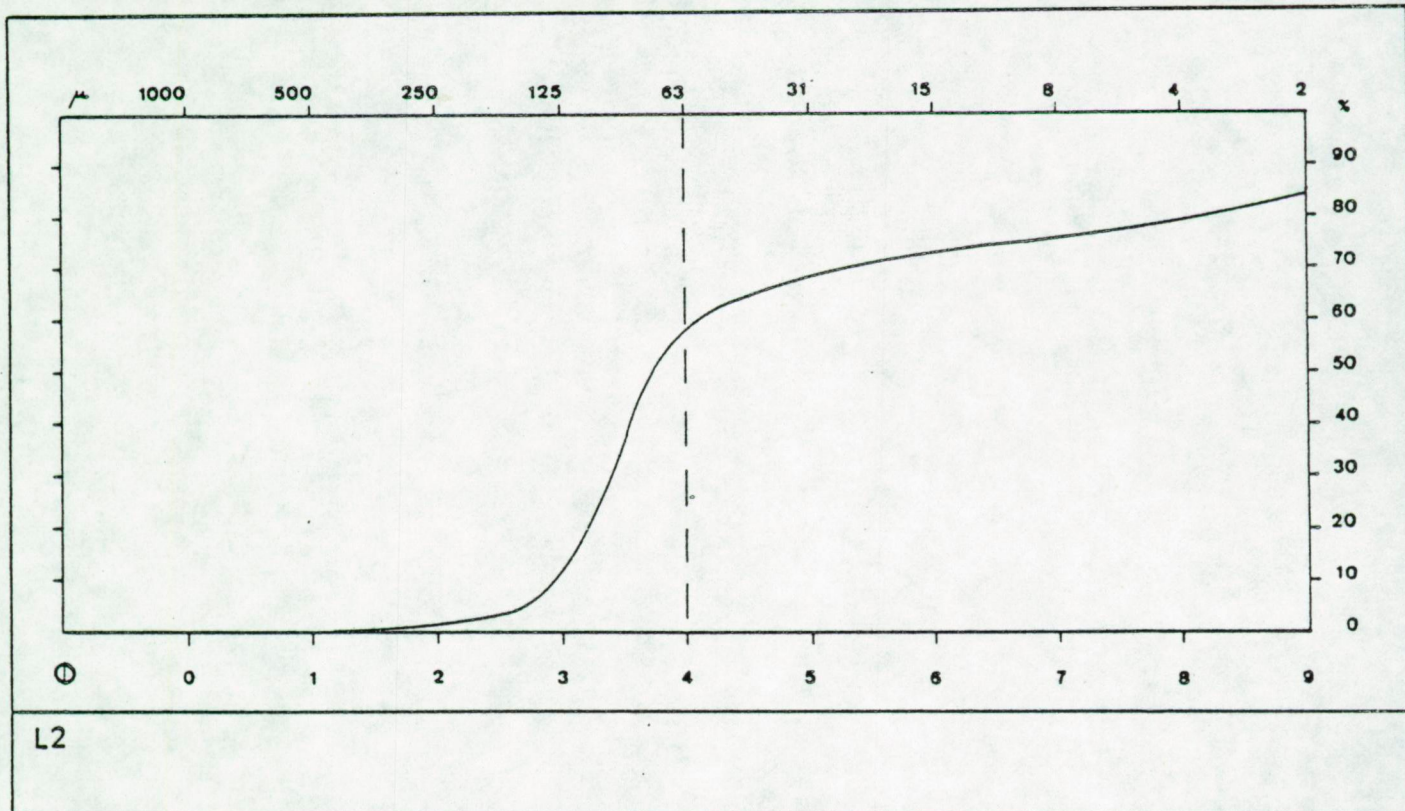


FIGUUR II.4. Granulometrische kenmerken van de Tertiaire eenheden

a.

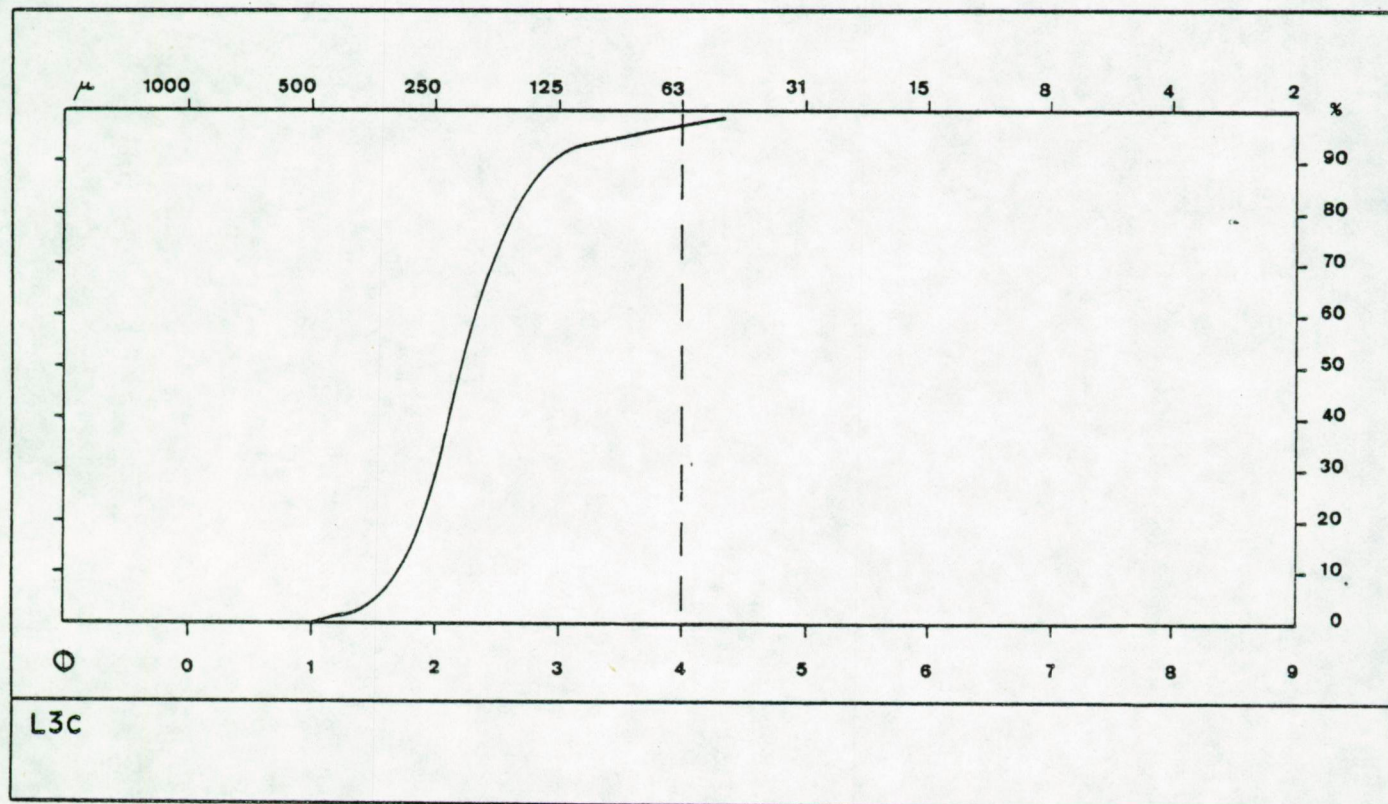
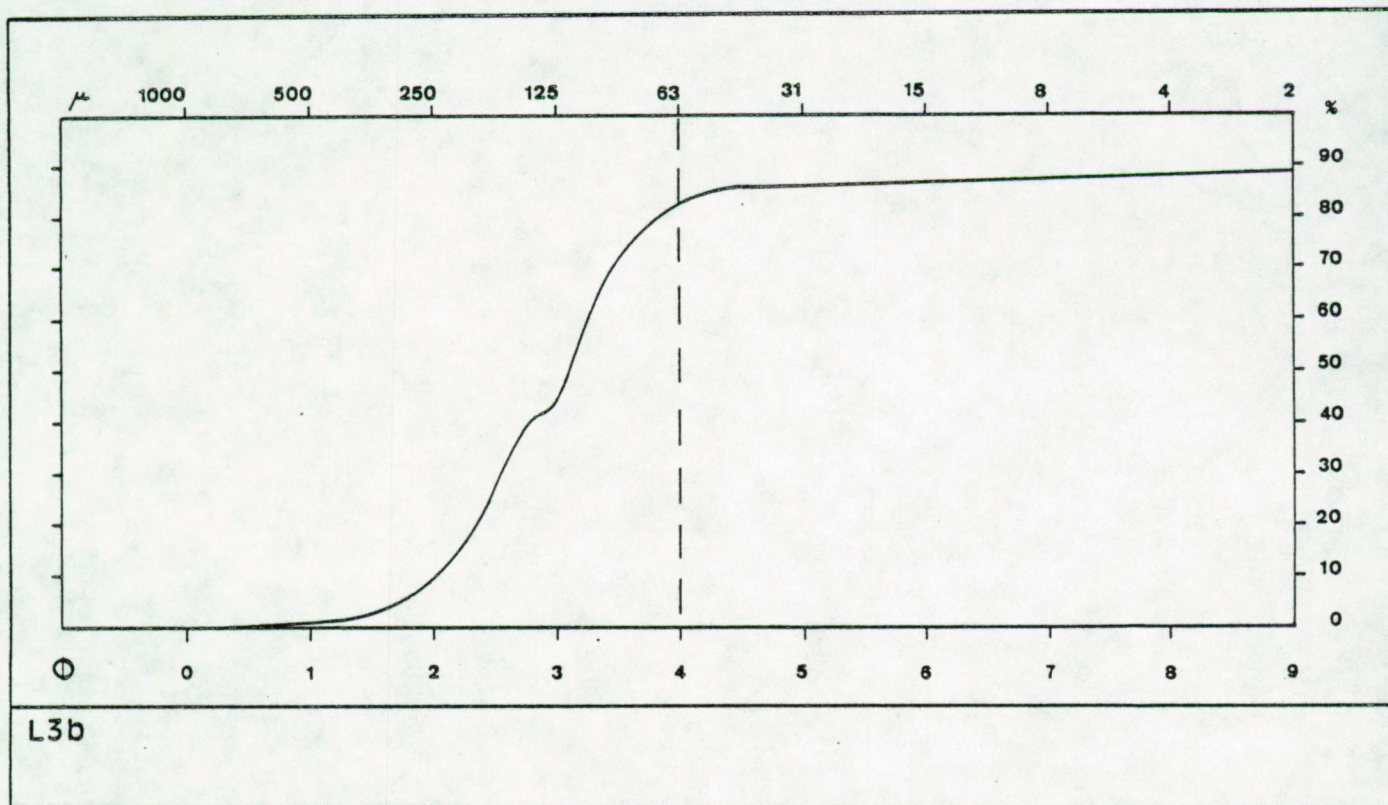
vervolg: FIGUUR II.4. b tot h  
zie volgende pagina's





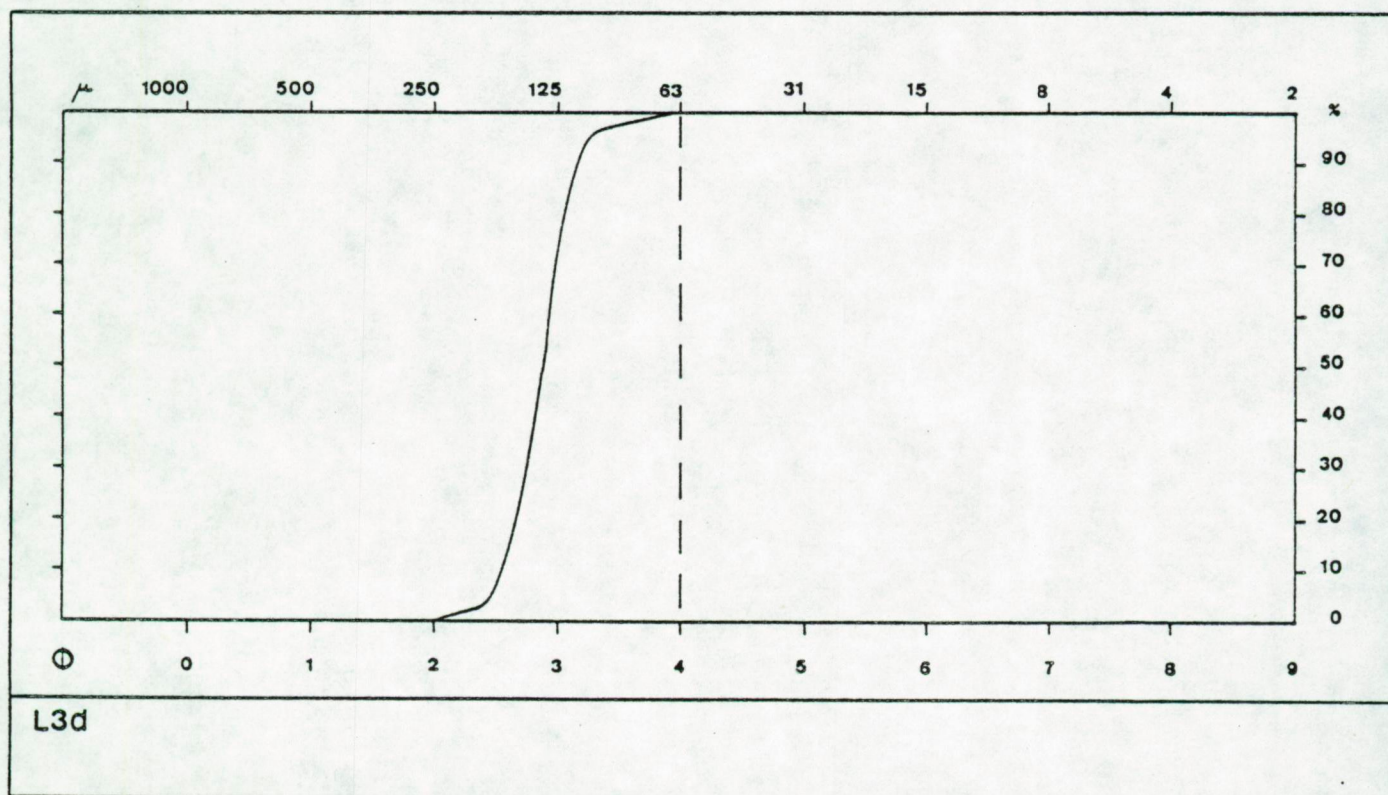
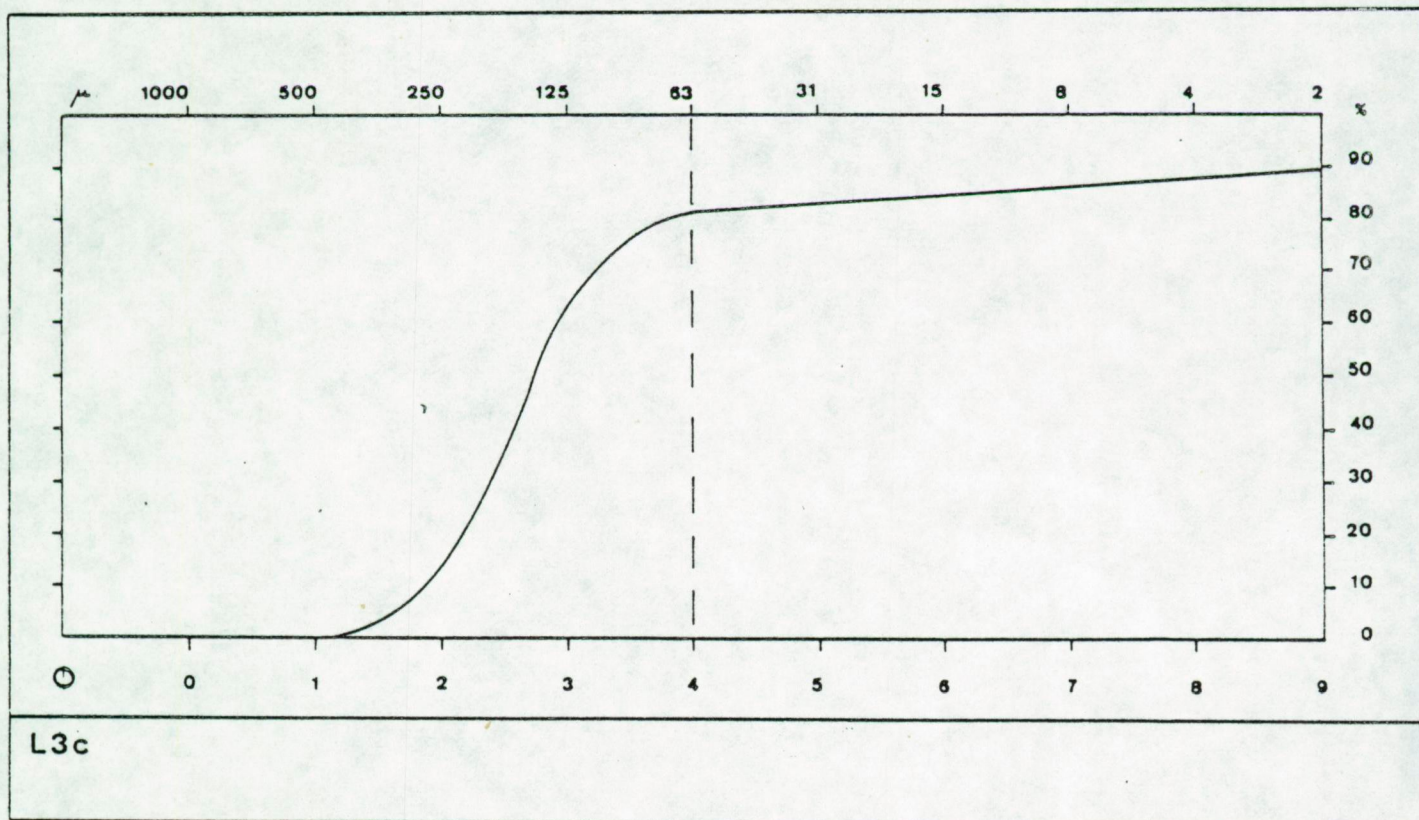
FIGUUR II.4. b.





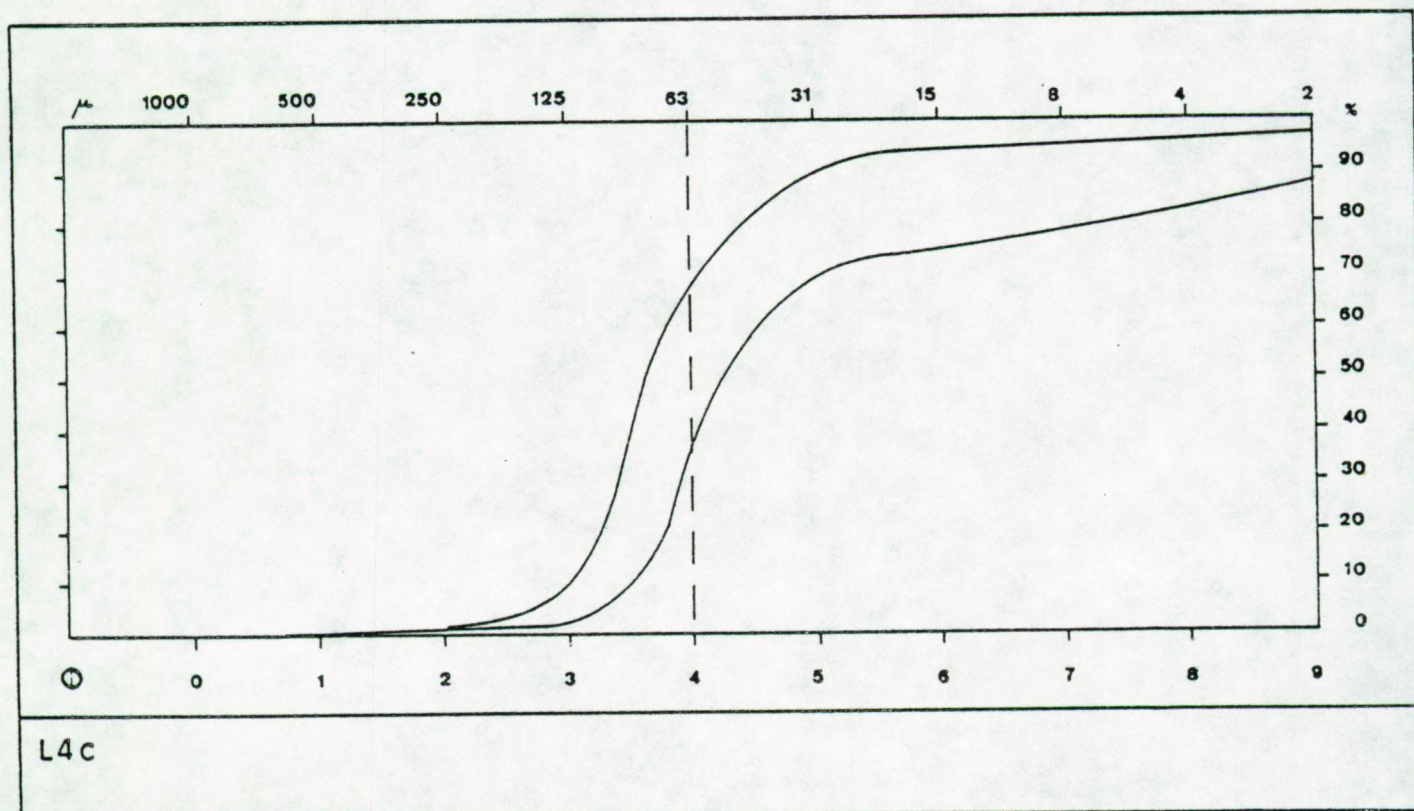
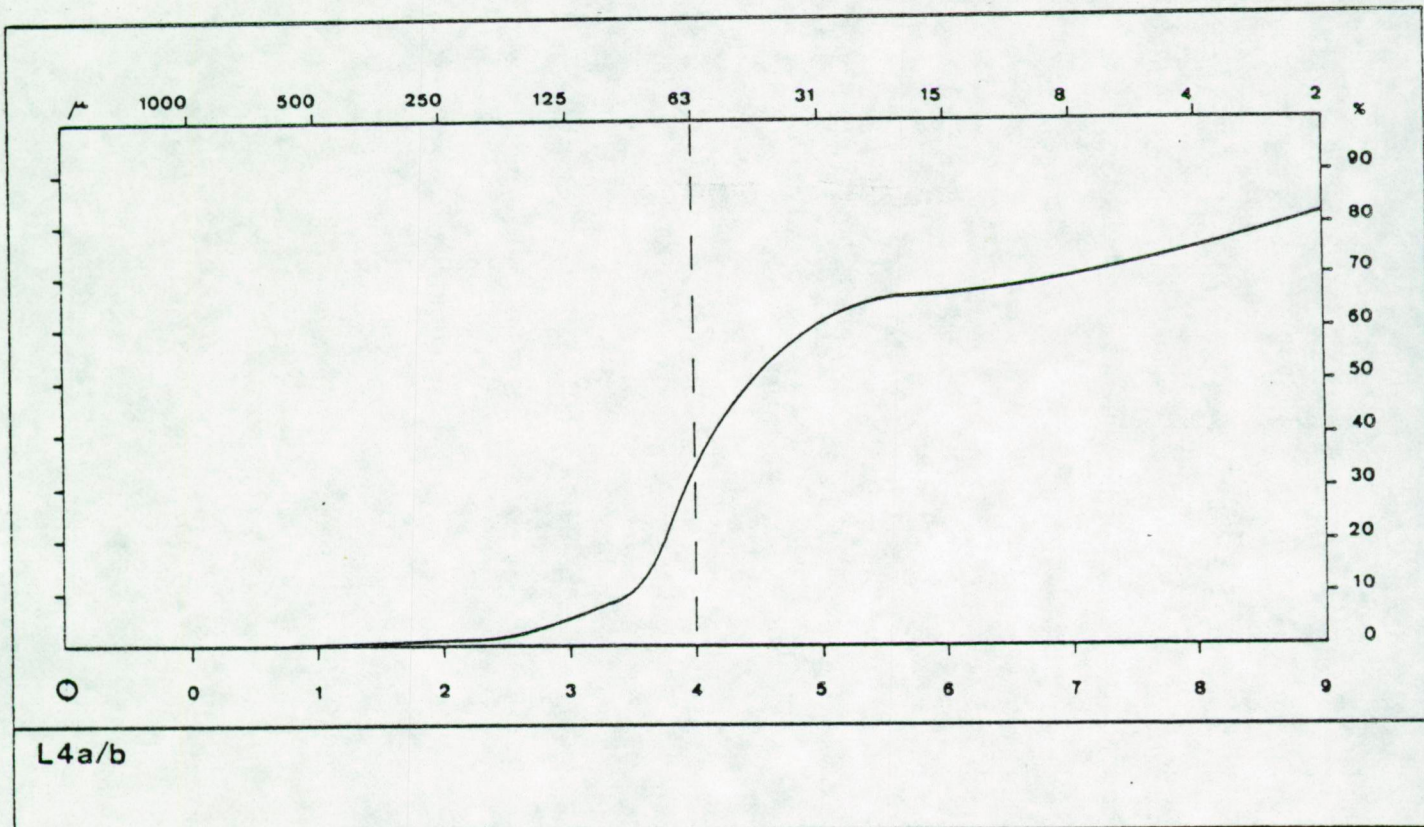
FIGUUR II.4. c.





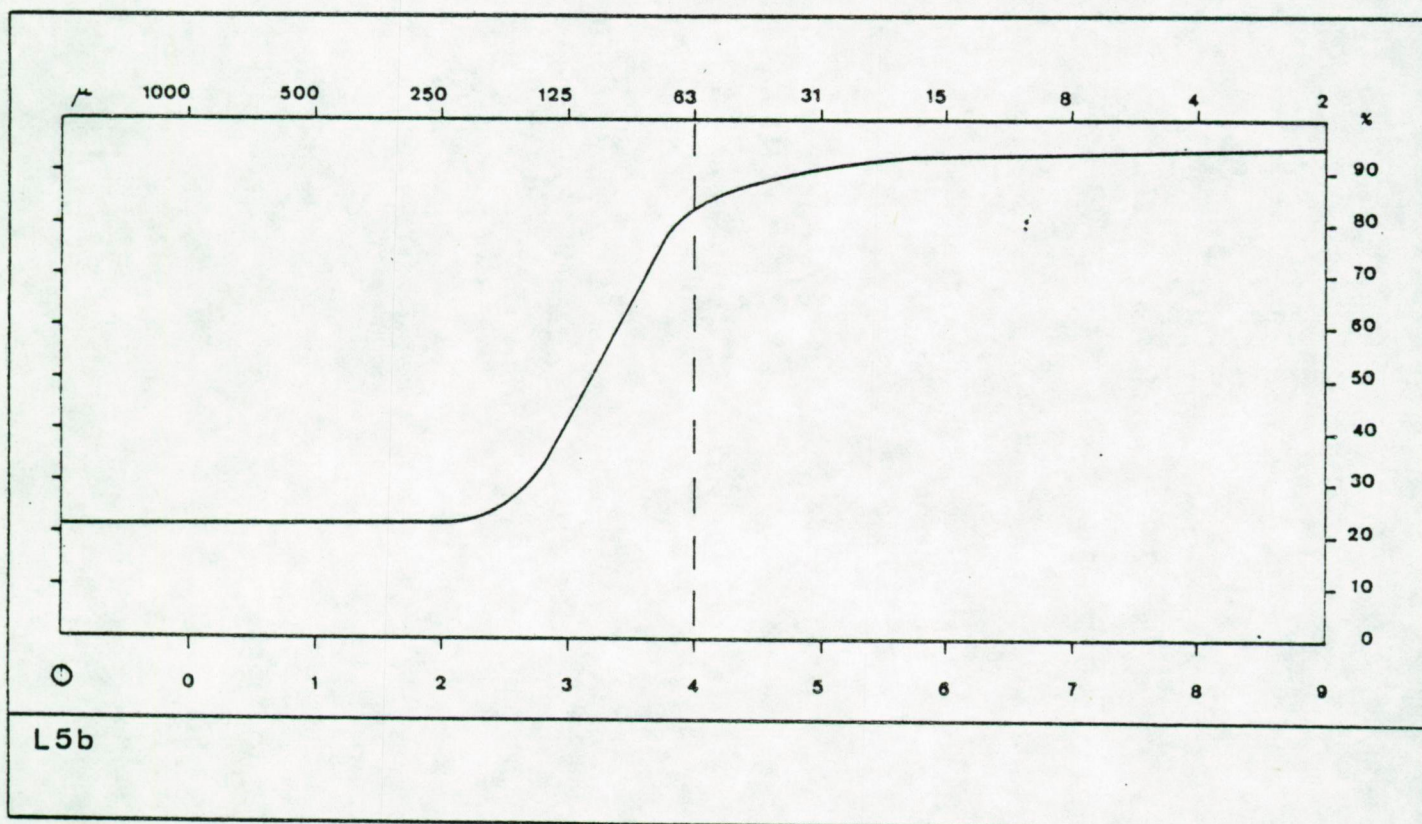
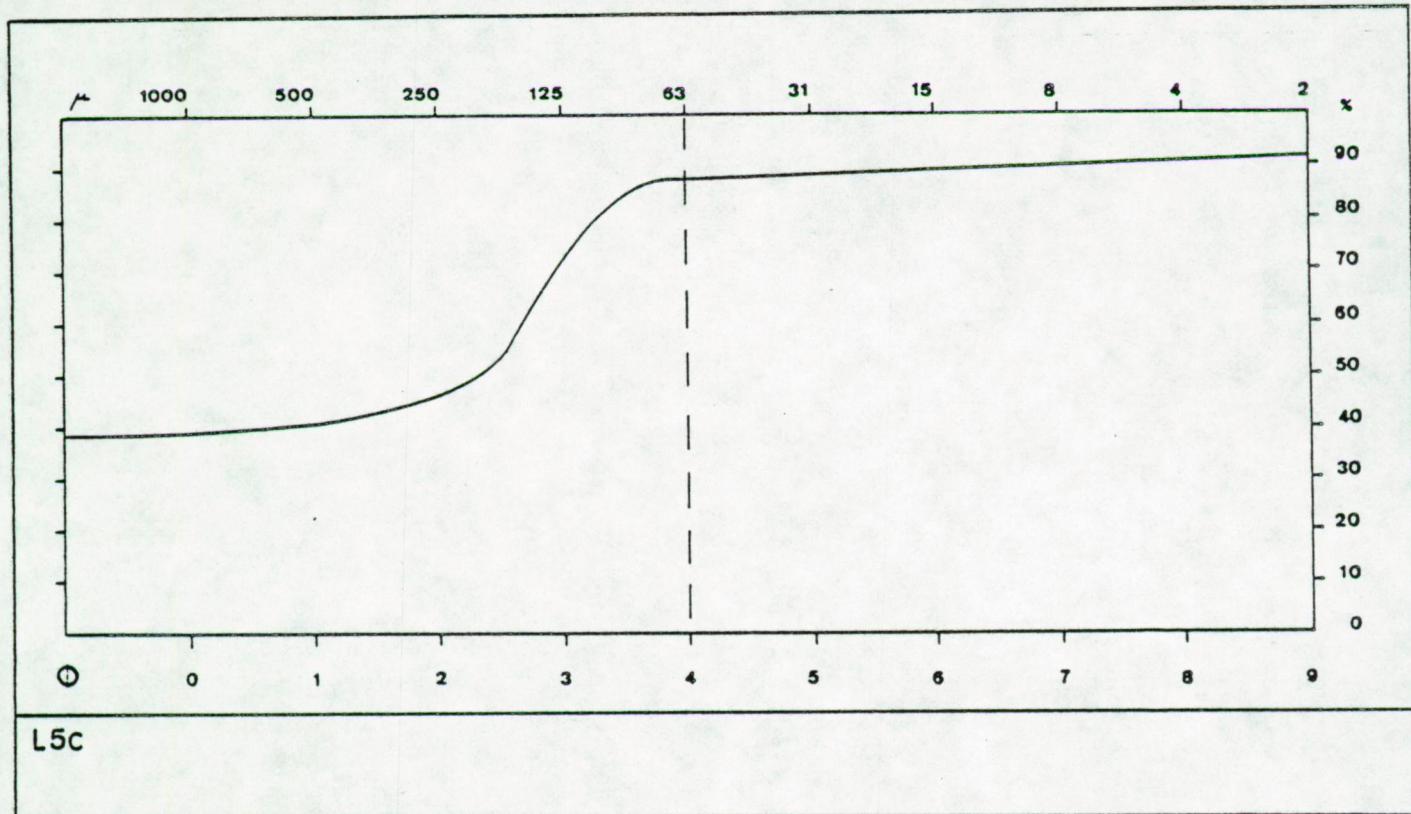
FIGUUR II.4. d.





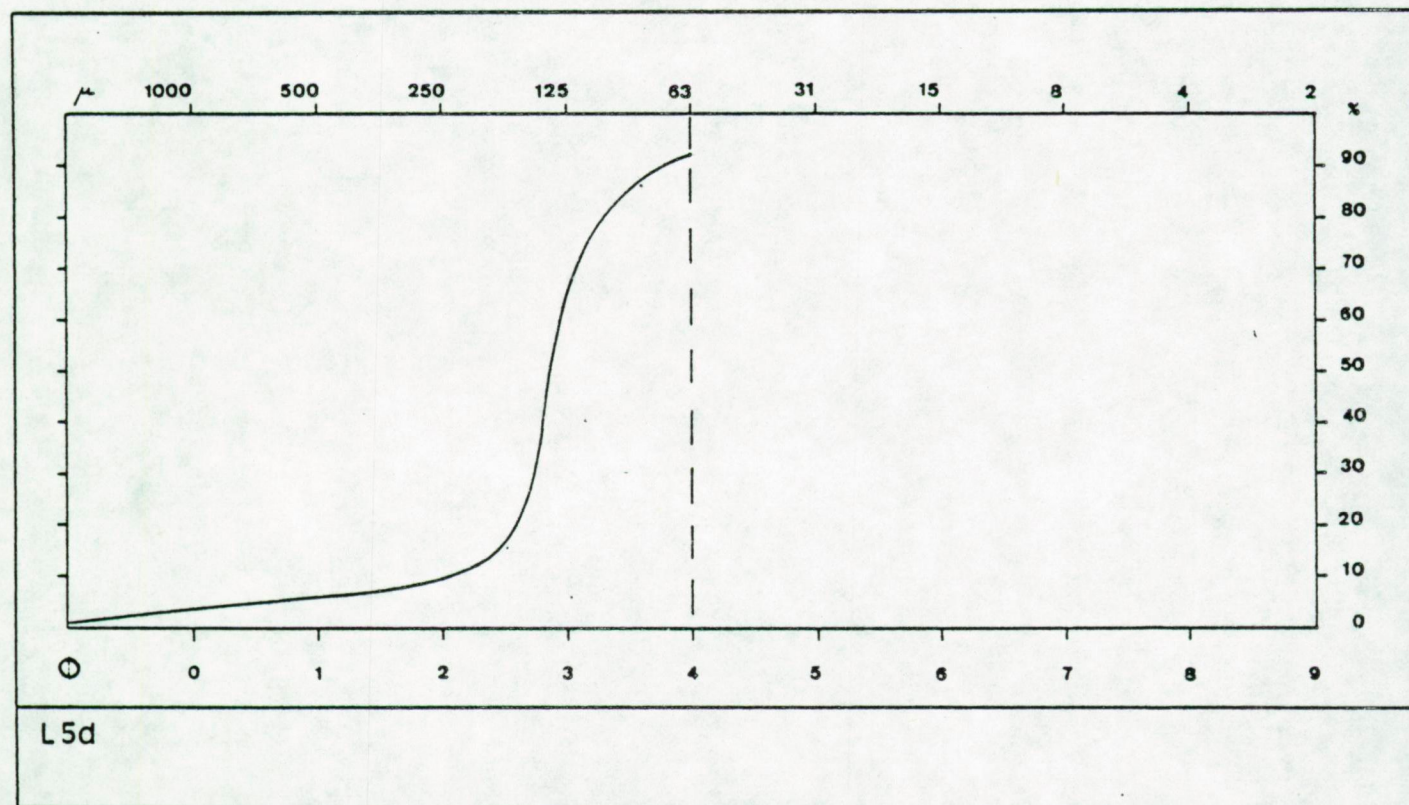
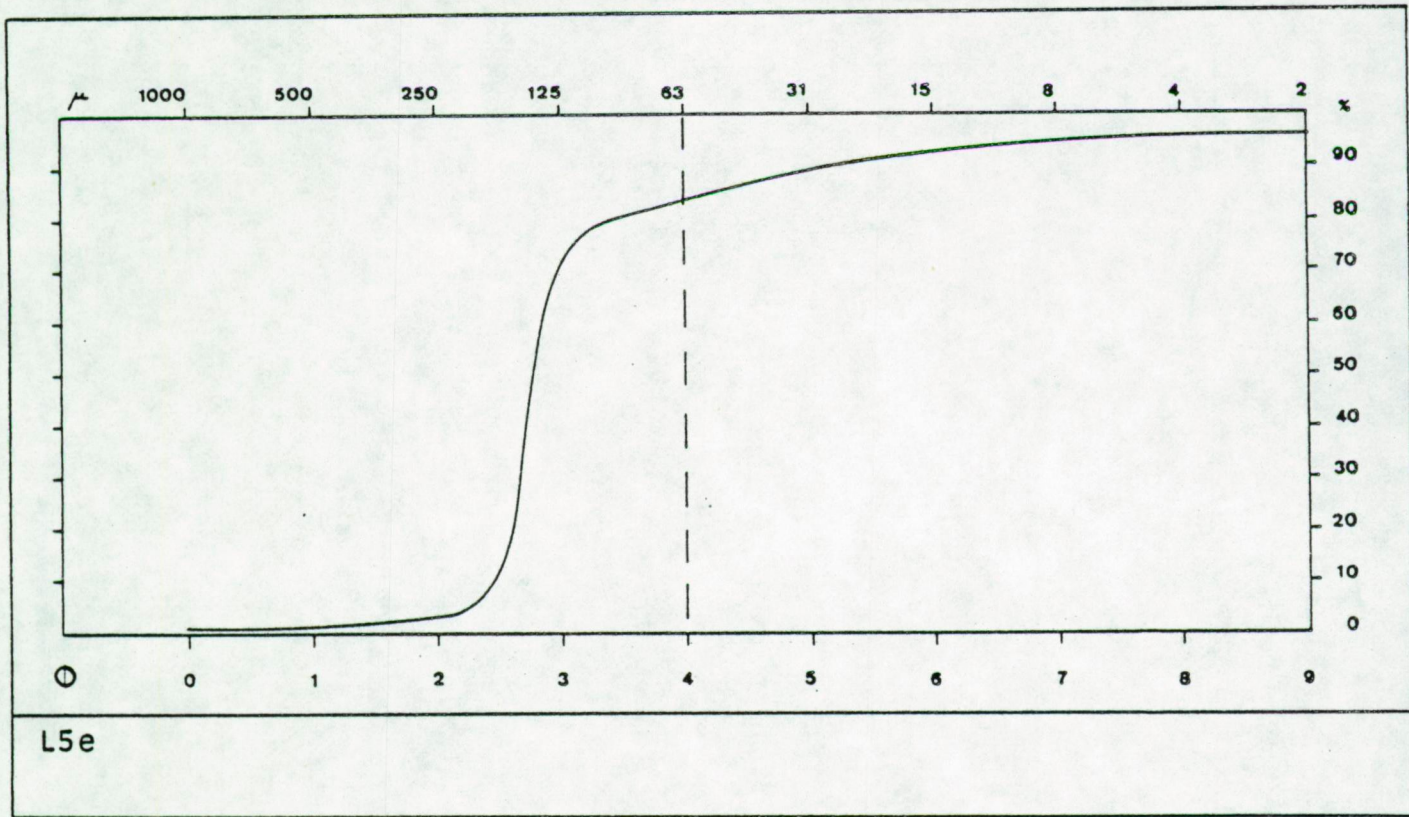
FIGUUR II.4. e.





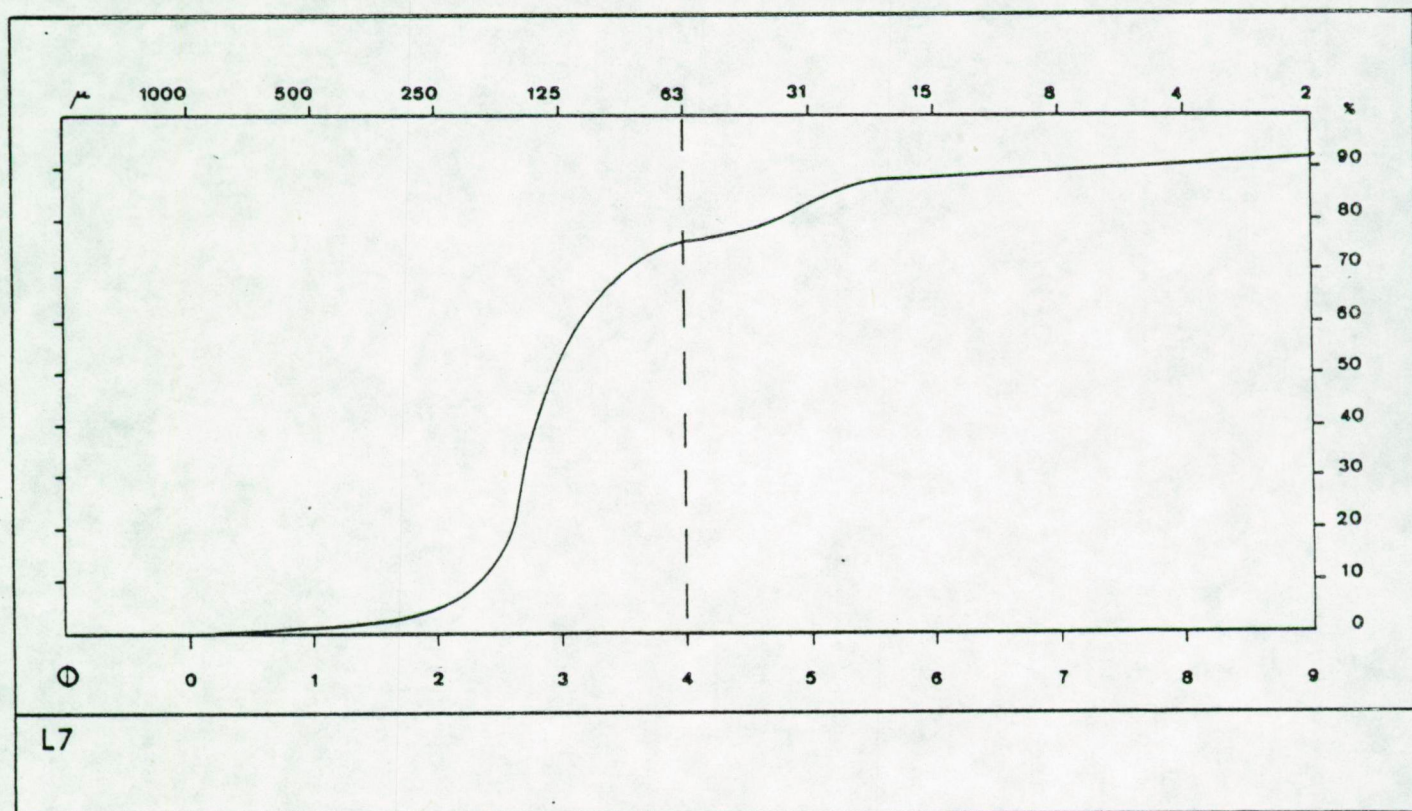
FIGUUR II.4. f.





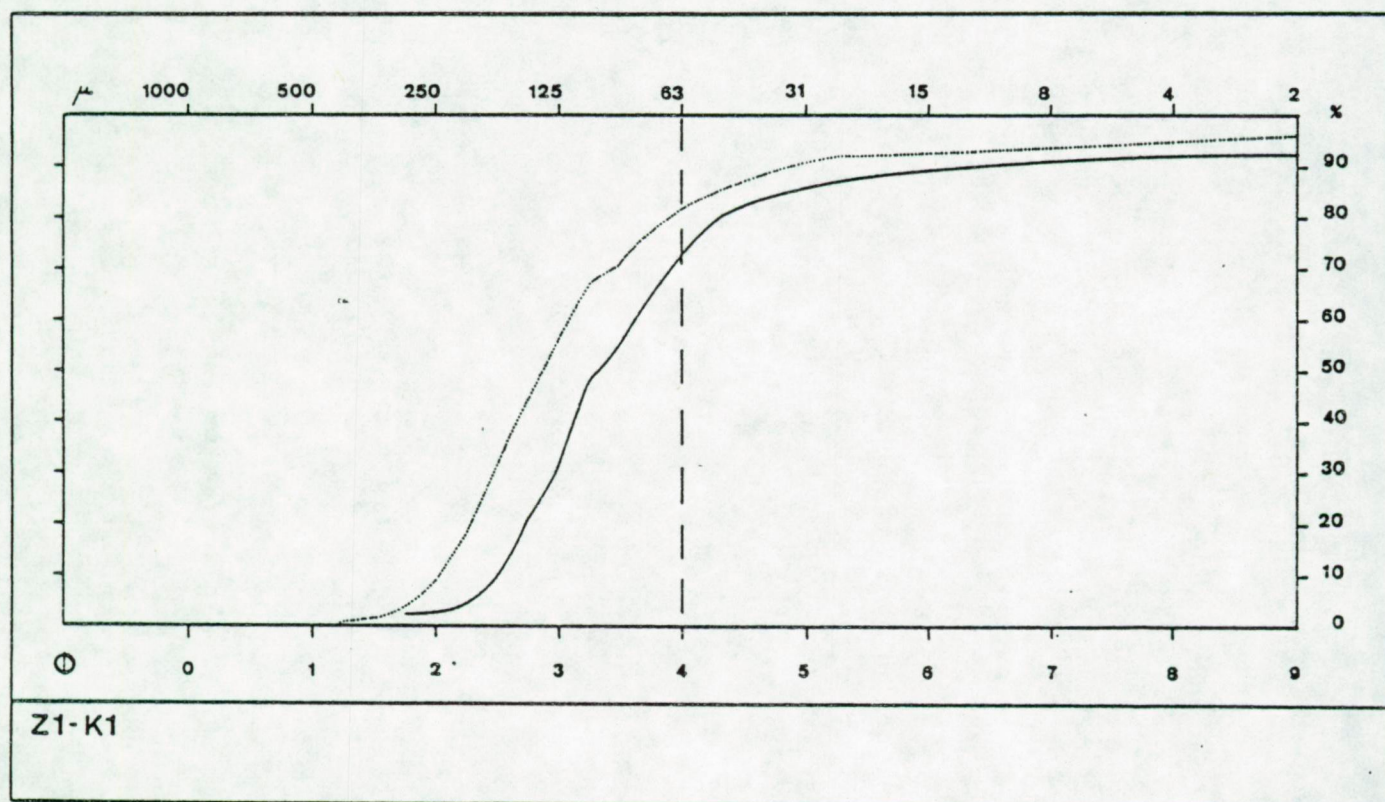
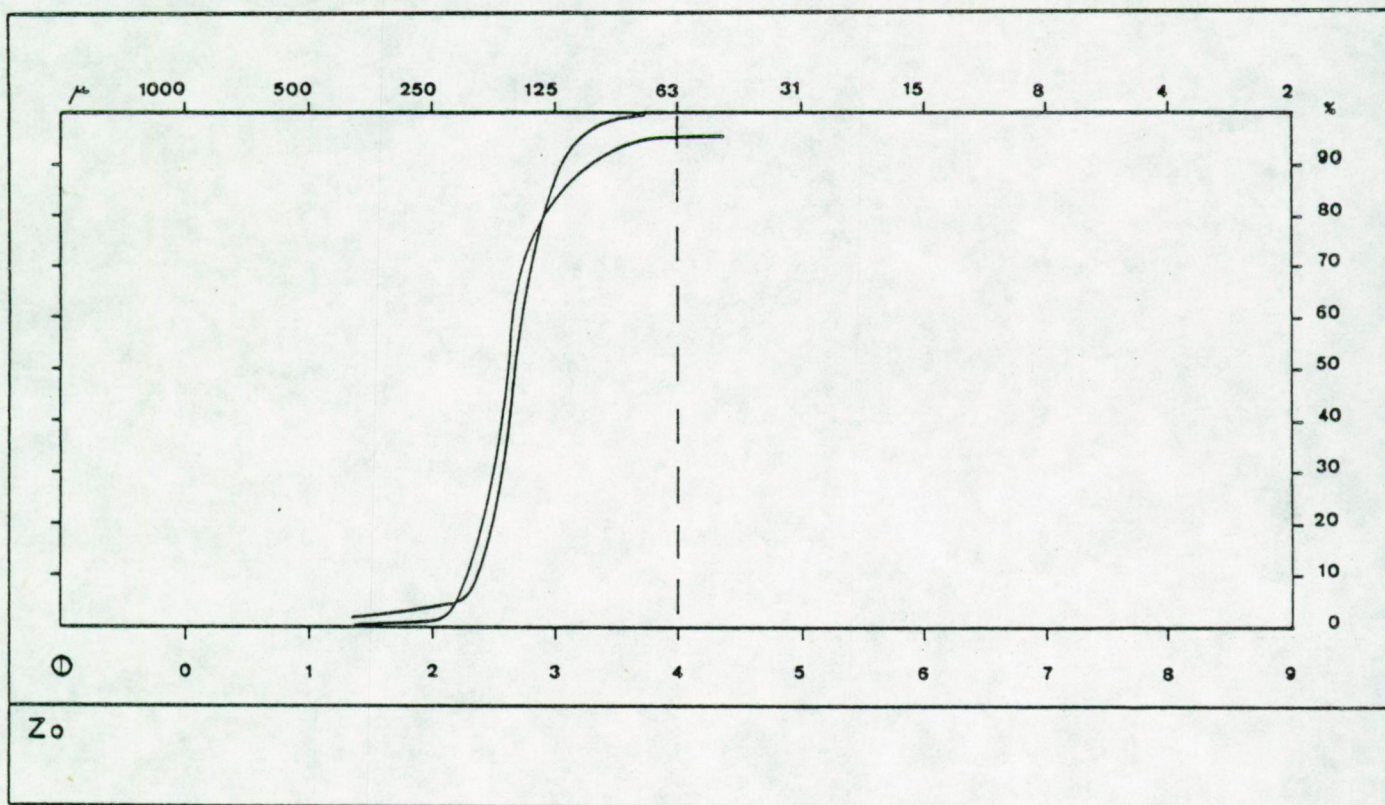
FIGUUR II.4. g.





FIGUUR II.4. h.





FIGUUR II.5. Granulometrische kenmerken van de Eemiaan eenheden  
deel 1: uitgezet op curves met een lineaire procent-  
tuele schaal

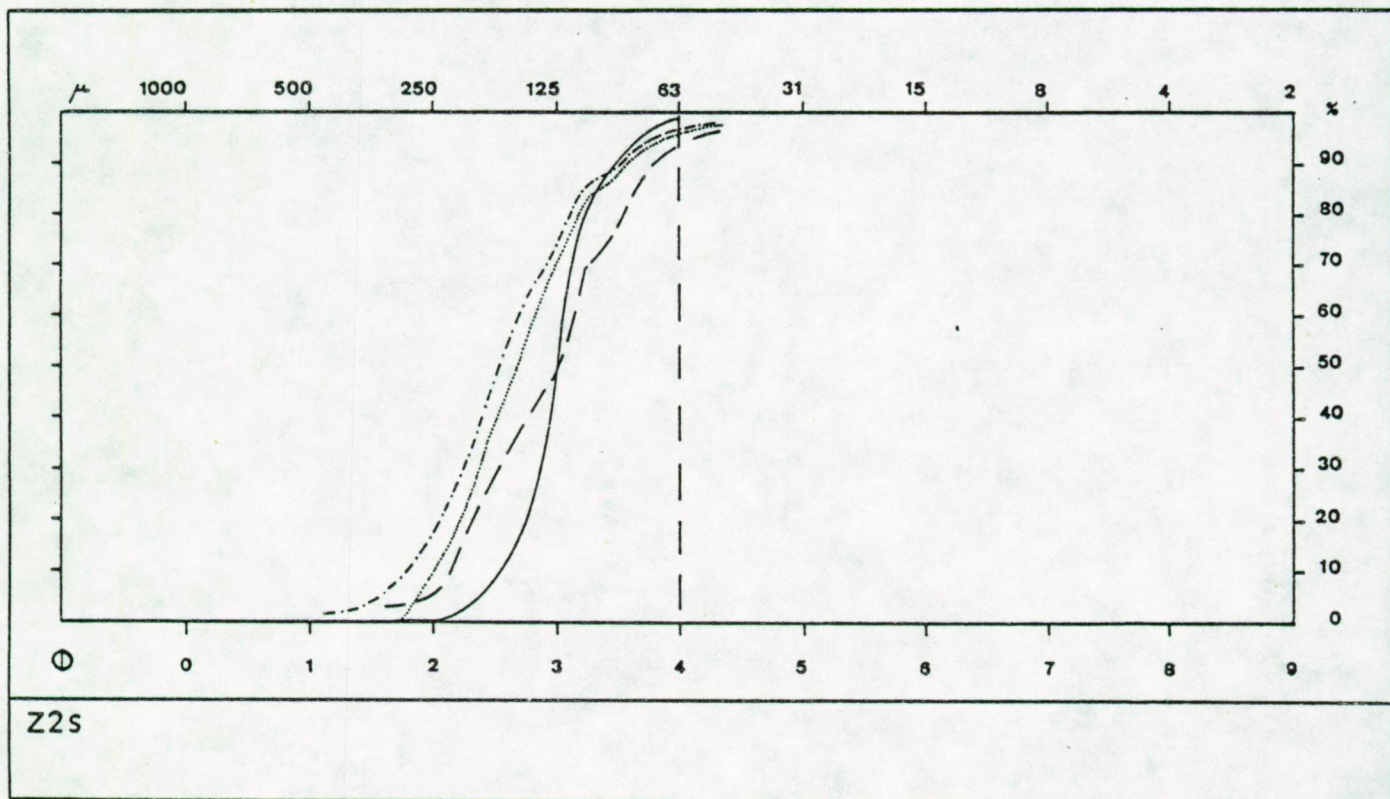
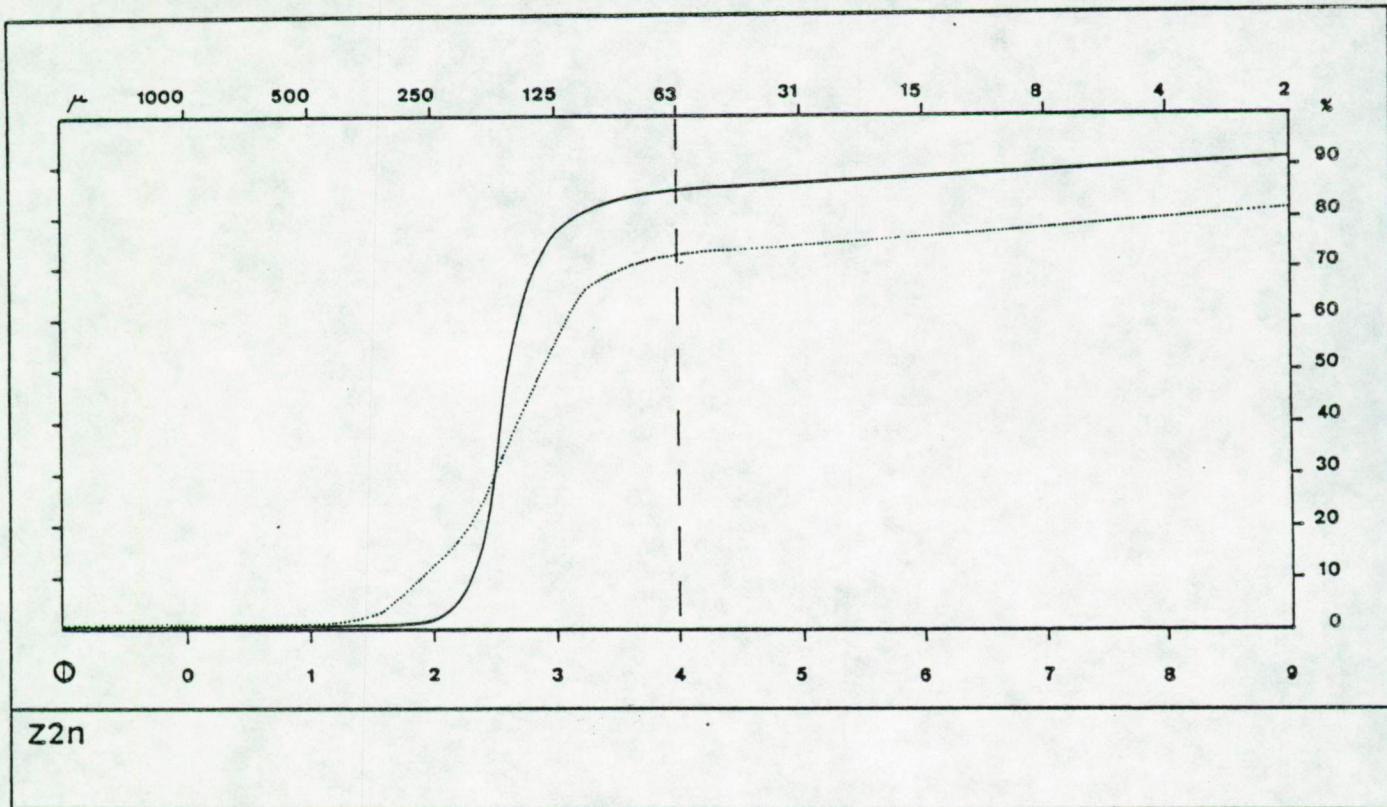
a.

vervolg FIGUUR II.5. b. tot d.

A. tot E.

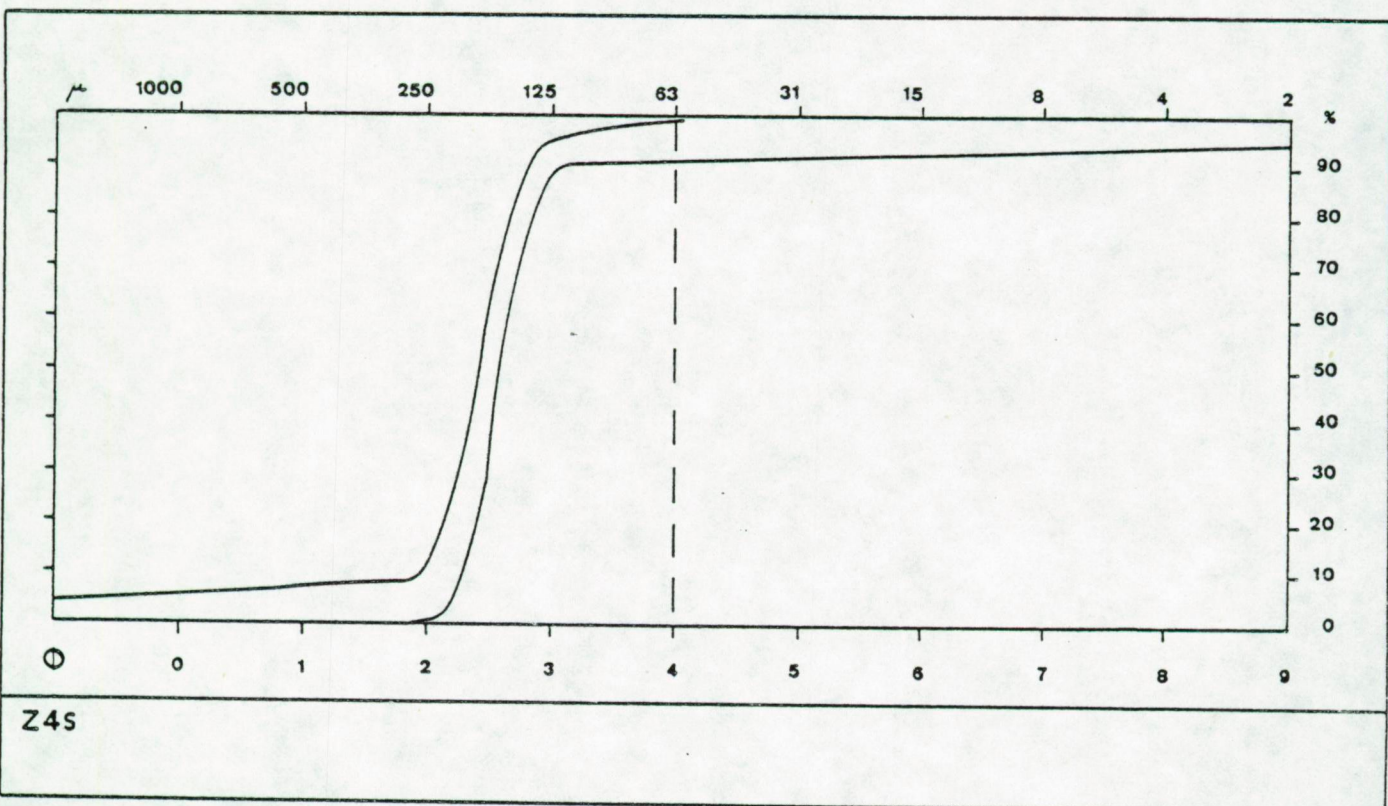
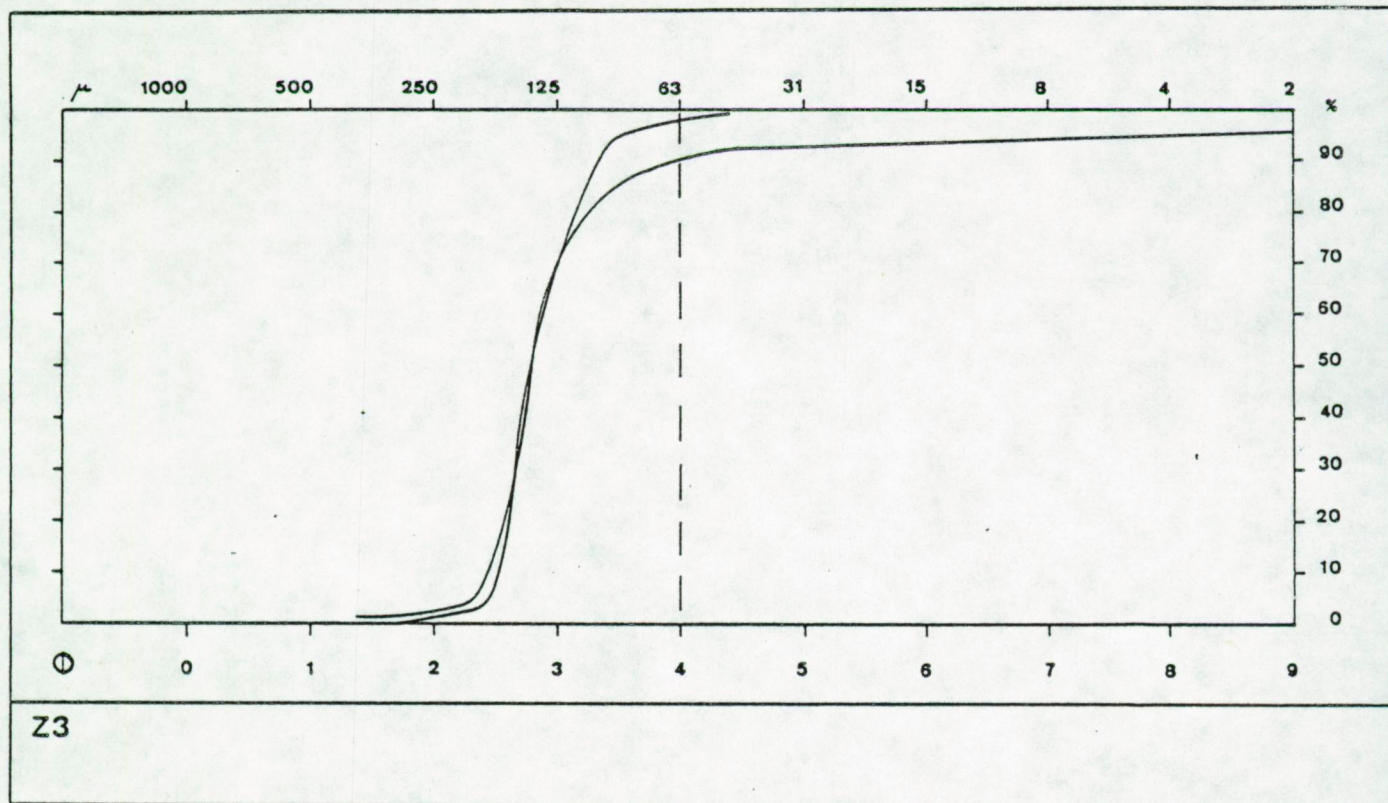
op volgende pagina's





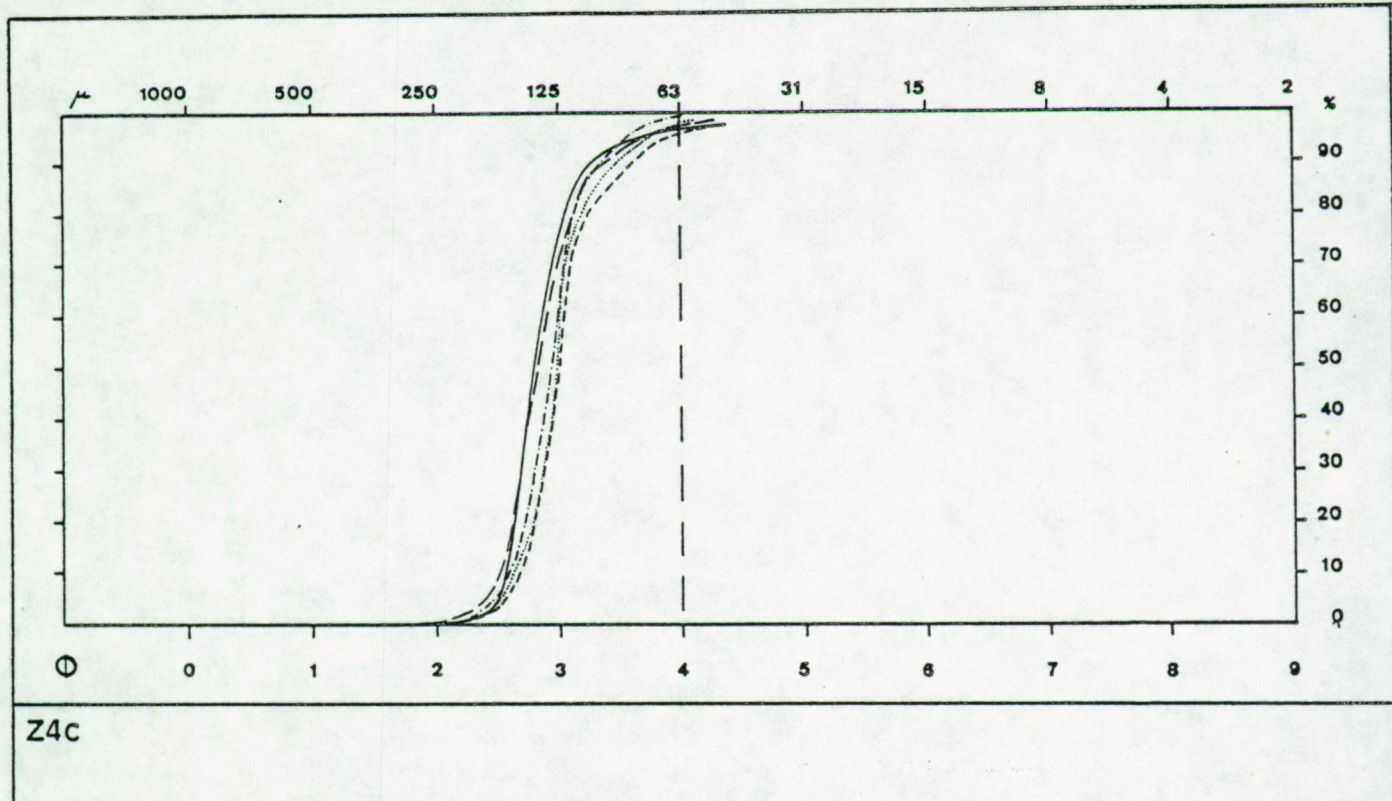
FIGUUR II.5. b.



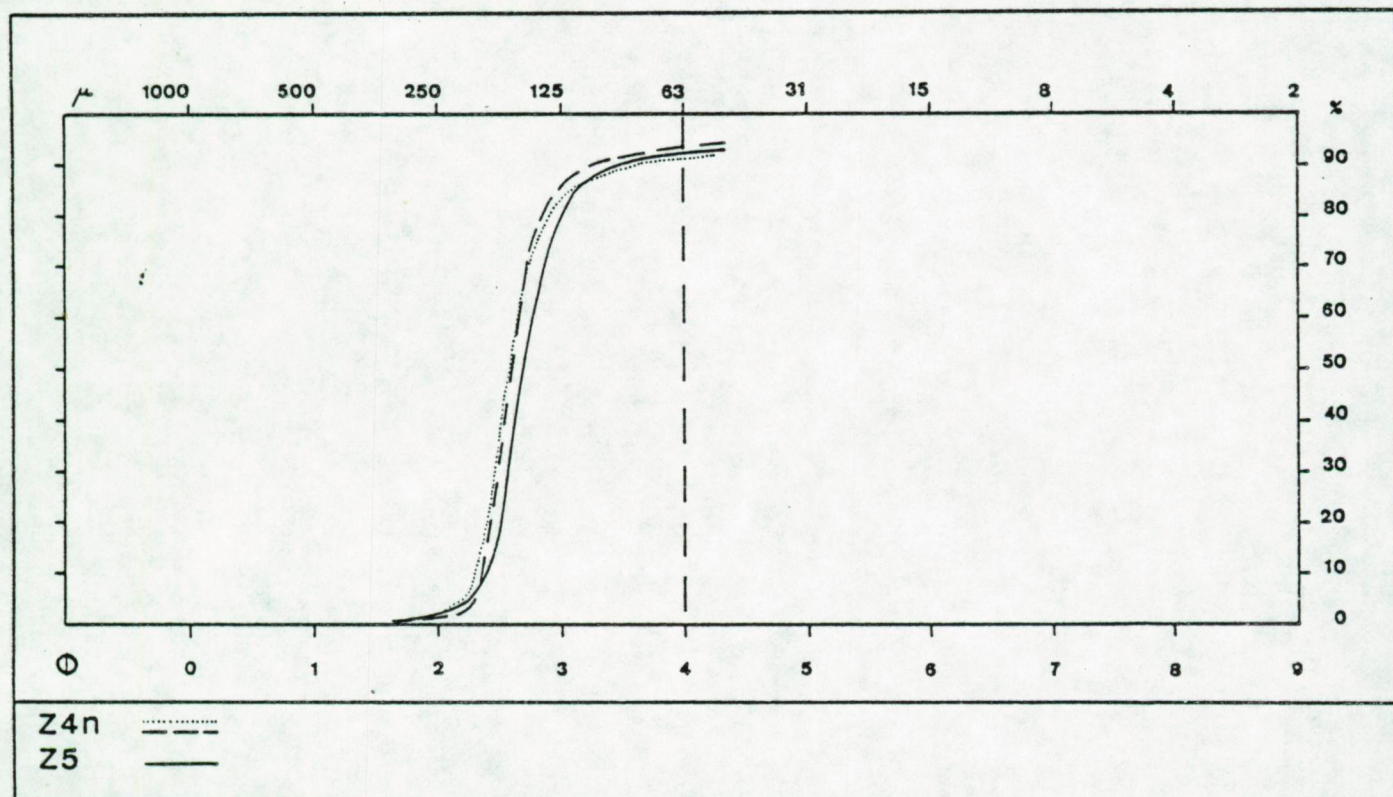


FIGUUR II.5. c.





Z4c

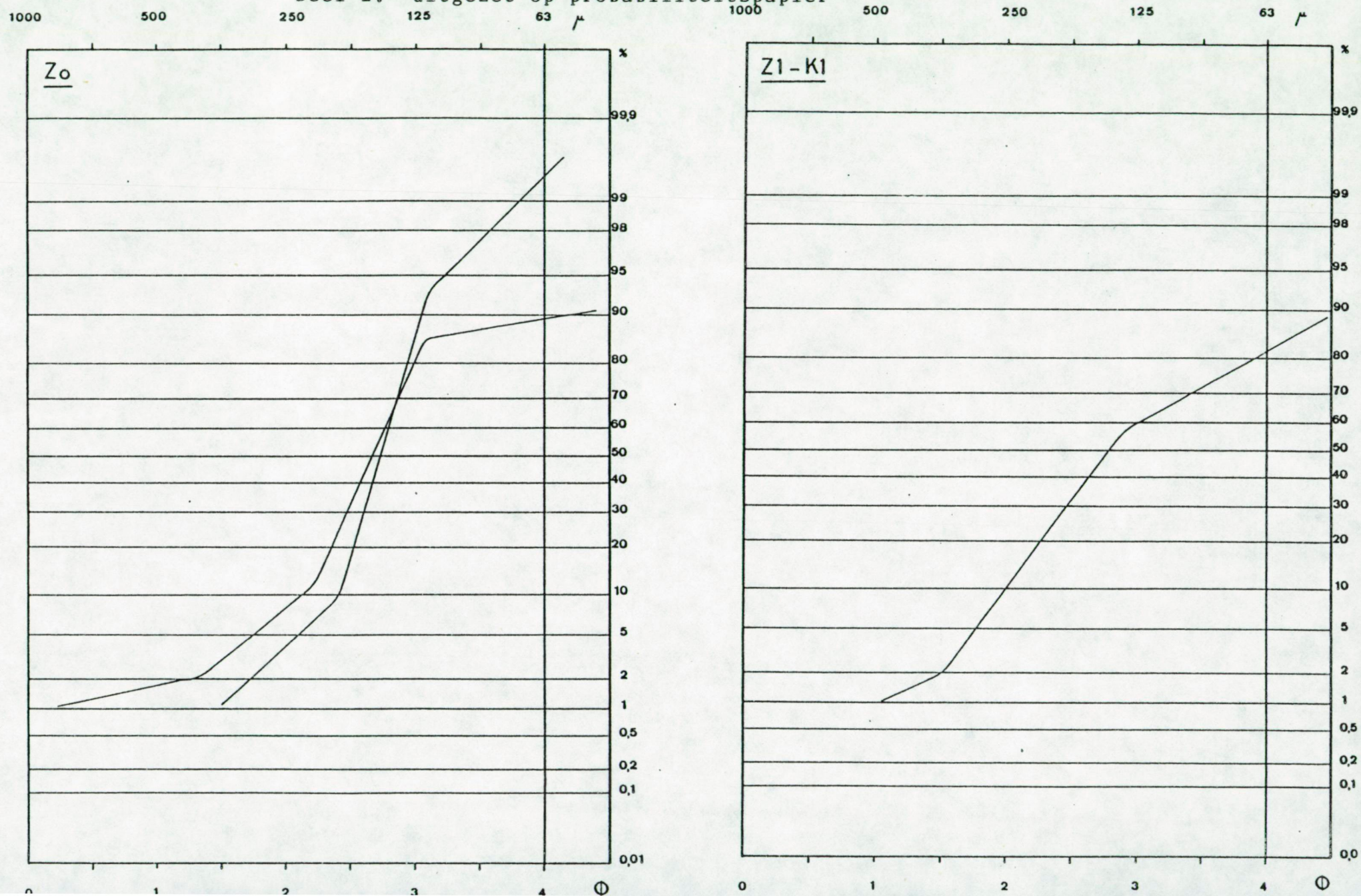


FIGUUR II.5. d.



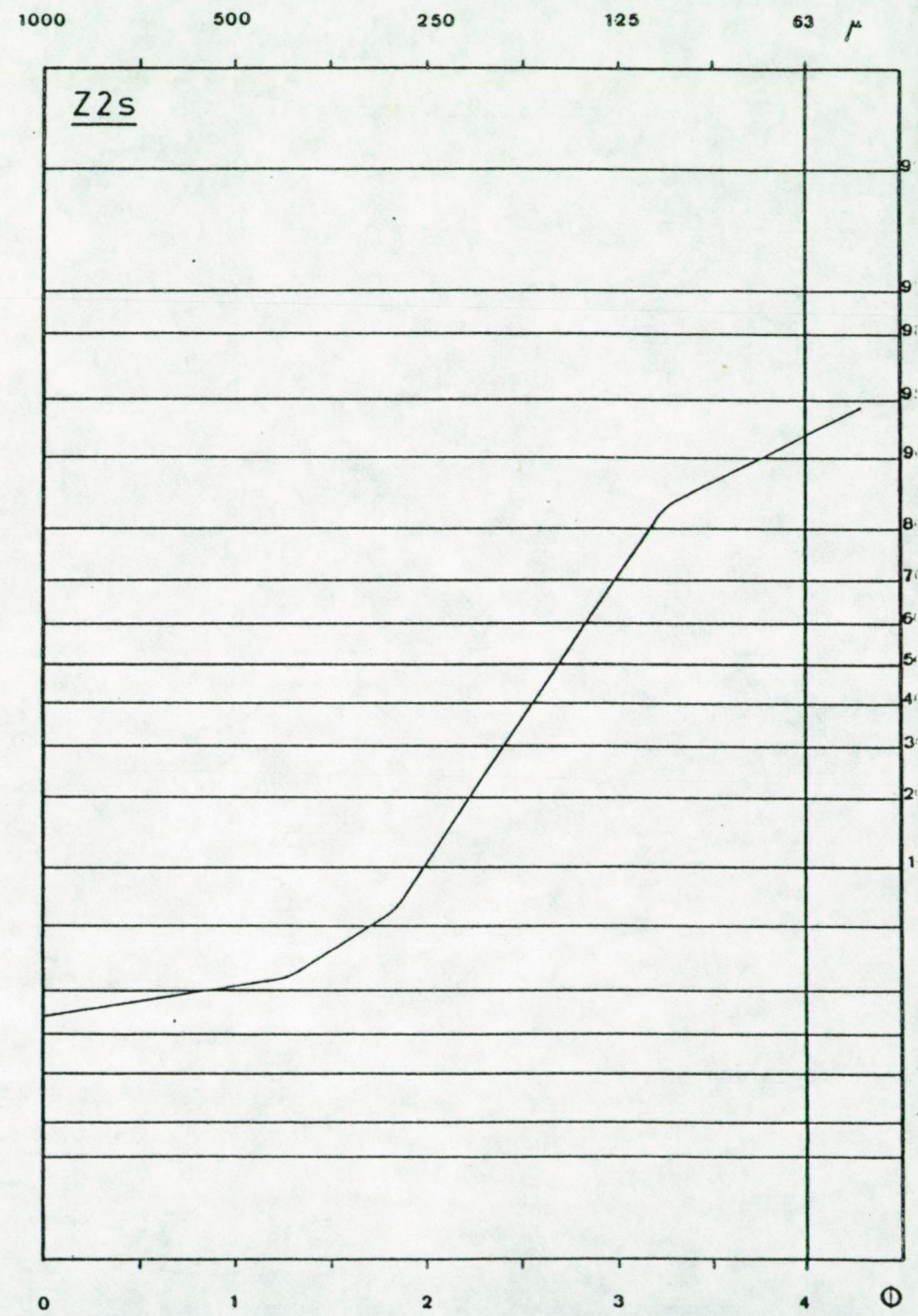
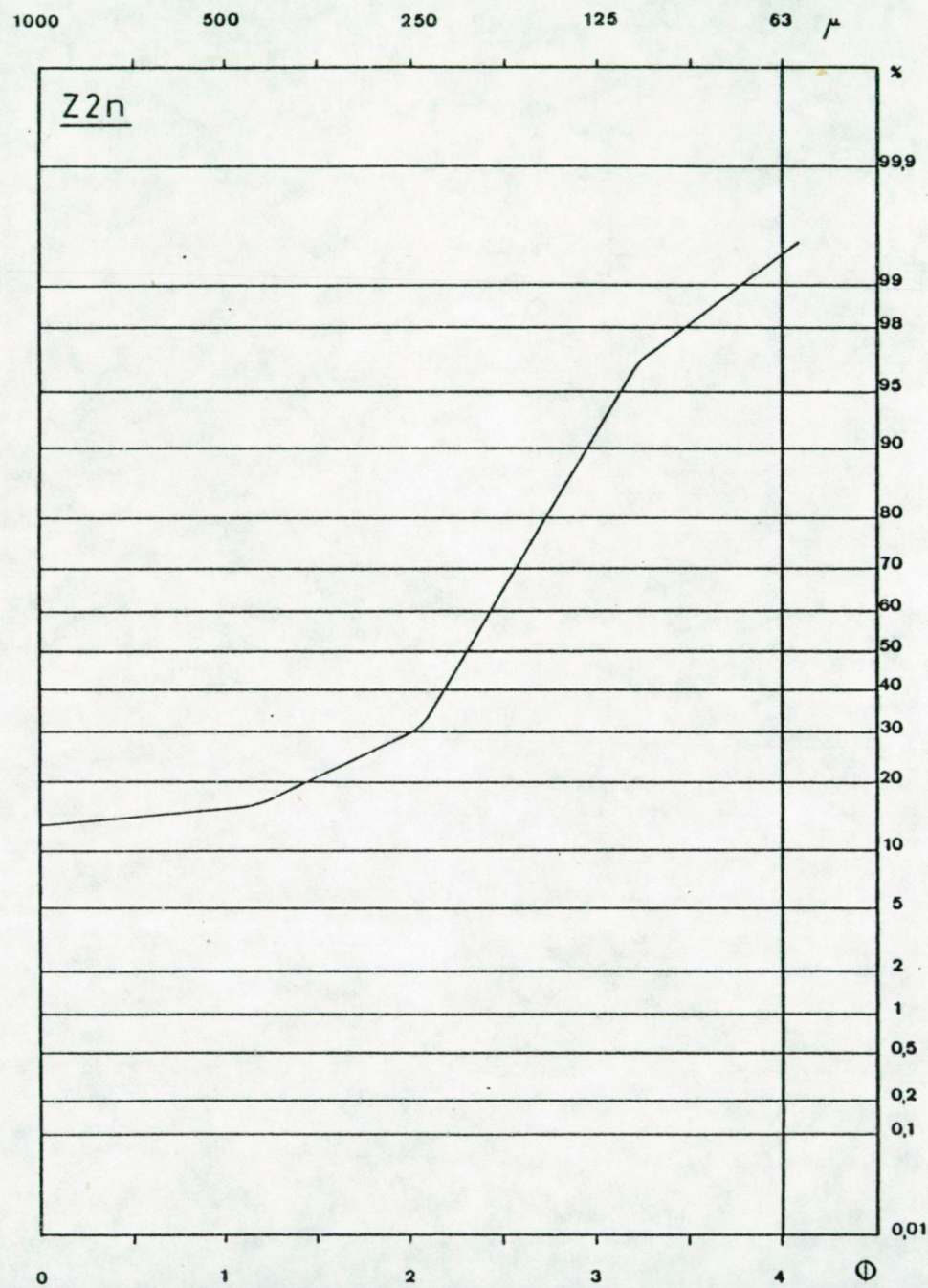
FIGUUR II.5. A. Granulometrische kenmerken van de Eemiaan eenheden

Deel 2: uitgezet op probaliteitspapier



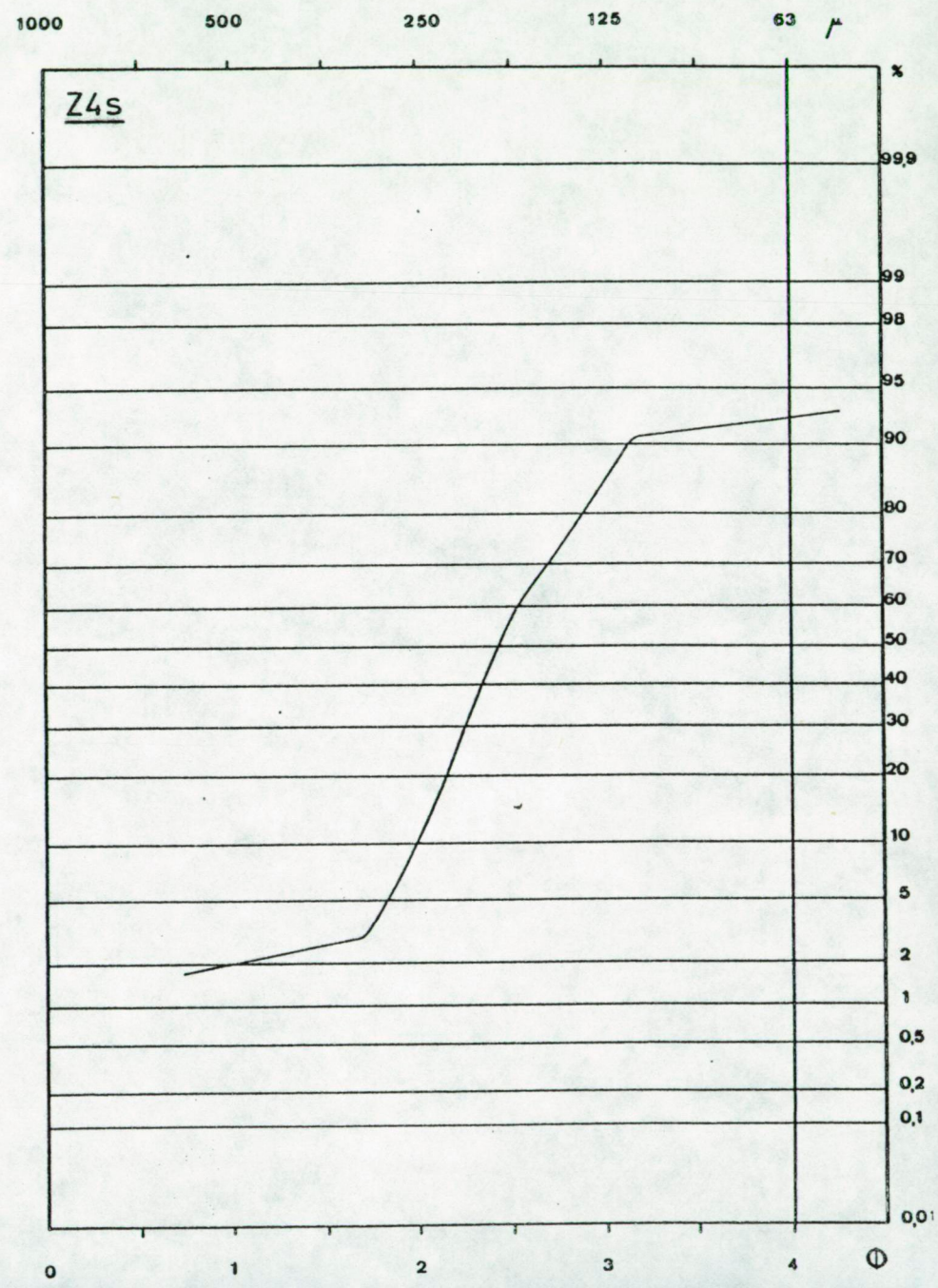
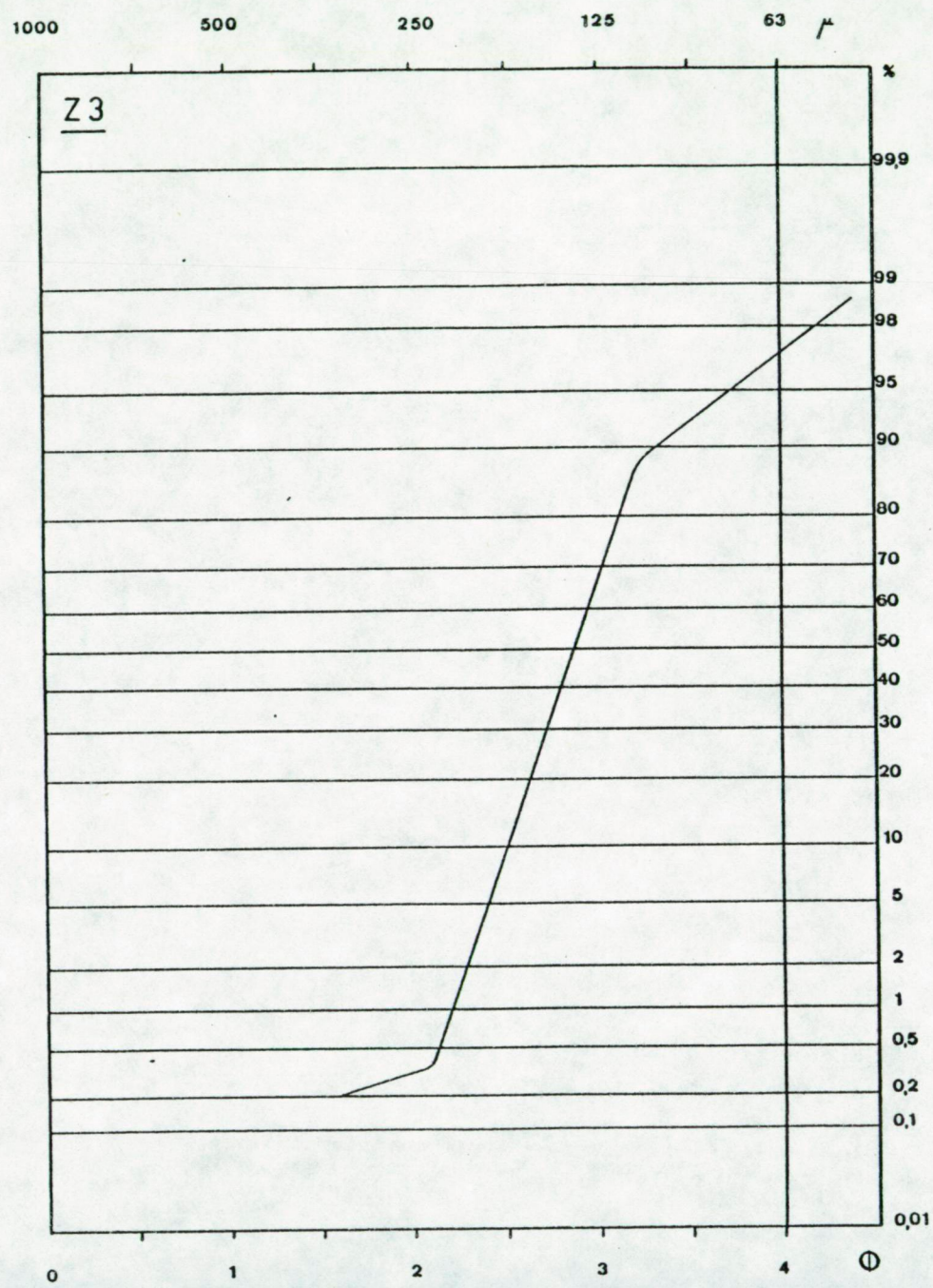


FIGUUR II.5. B.



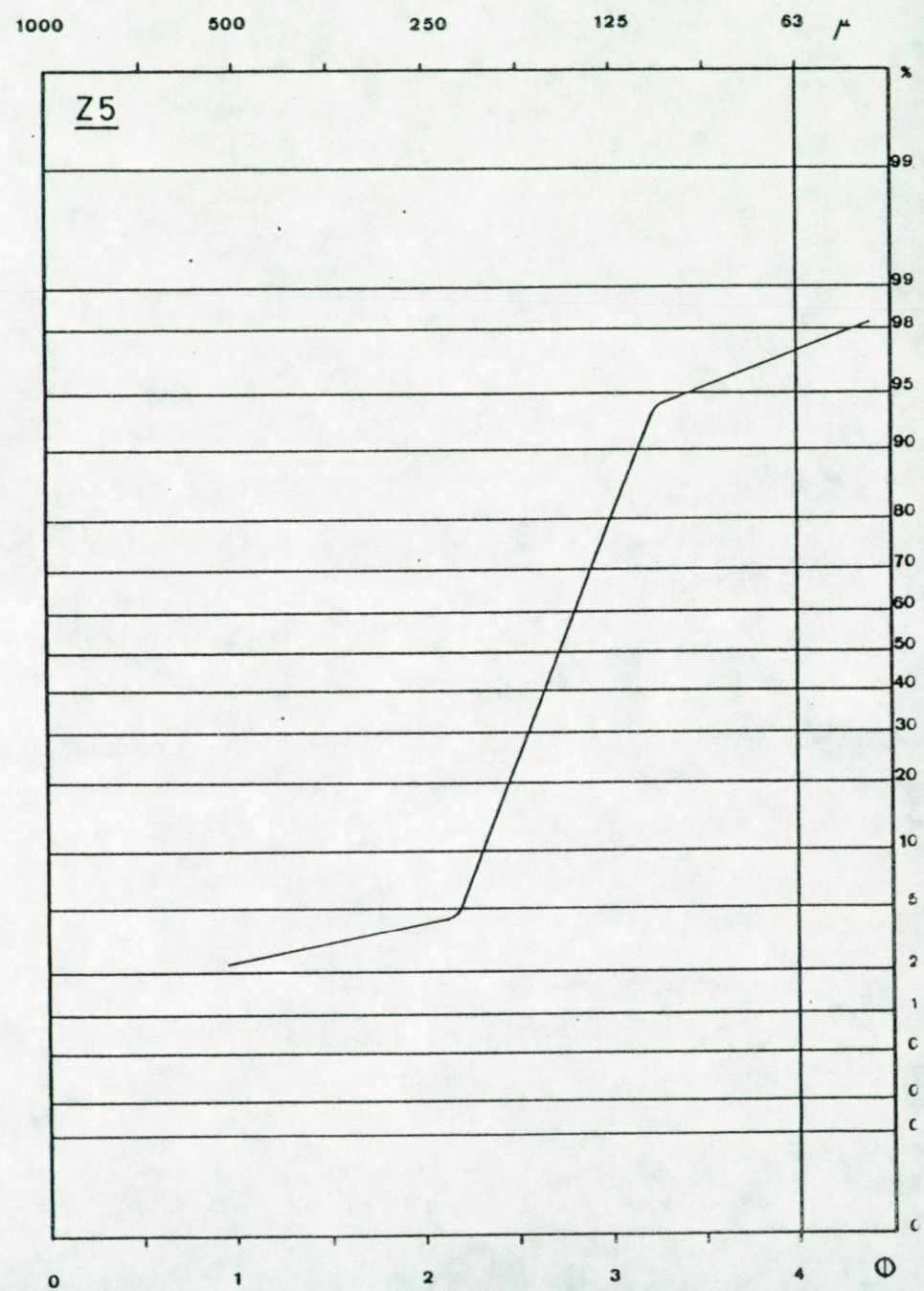
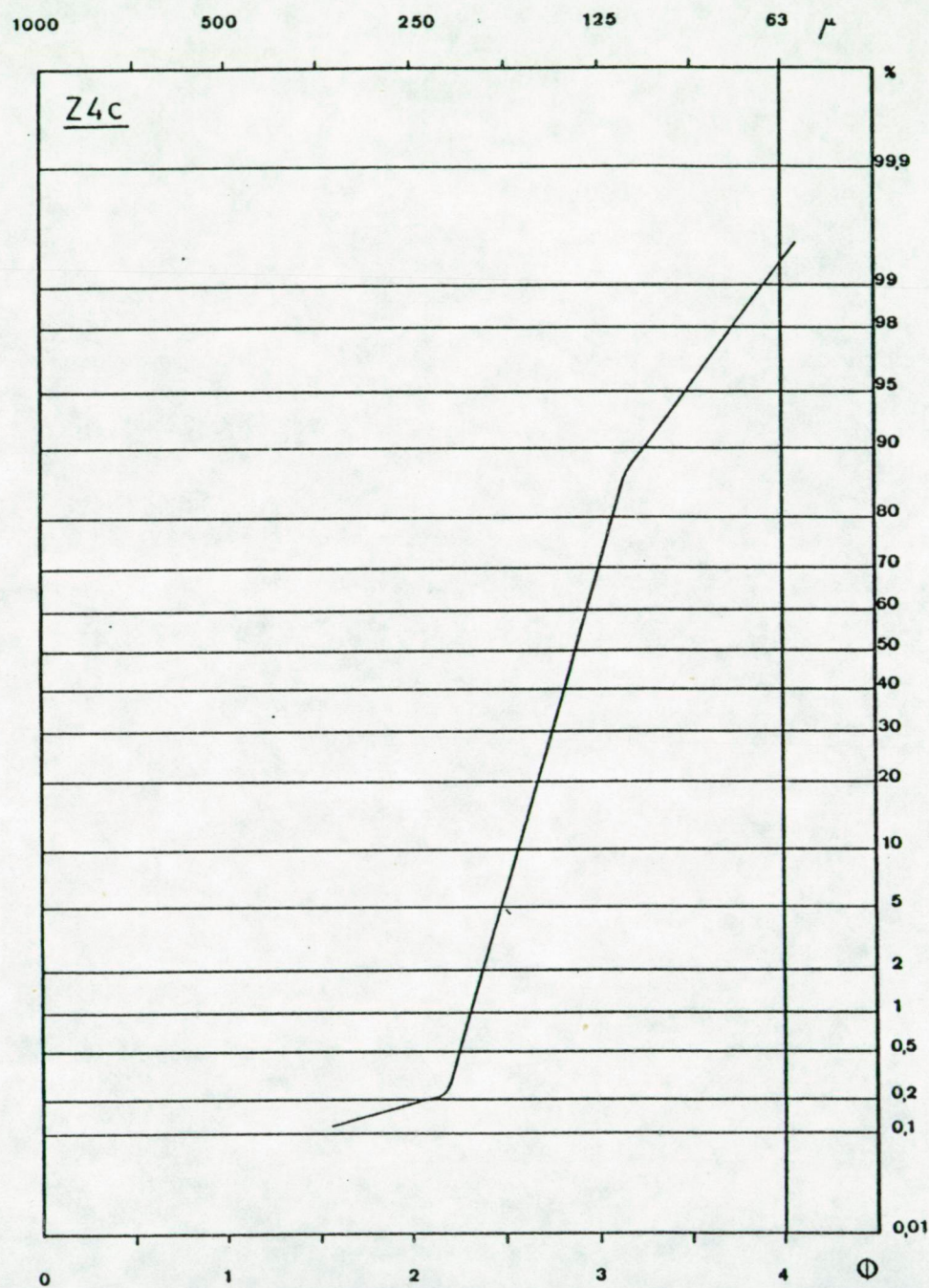


FIGUUR II.5. C.

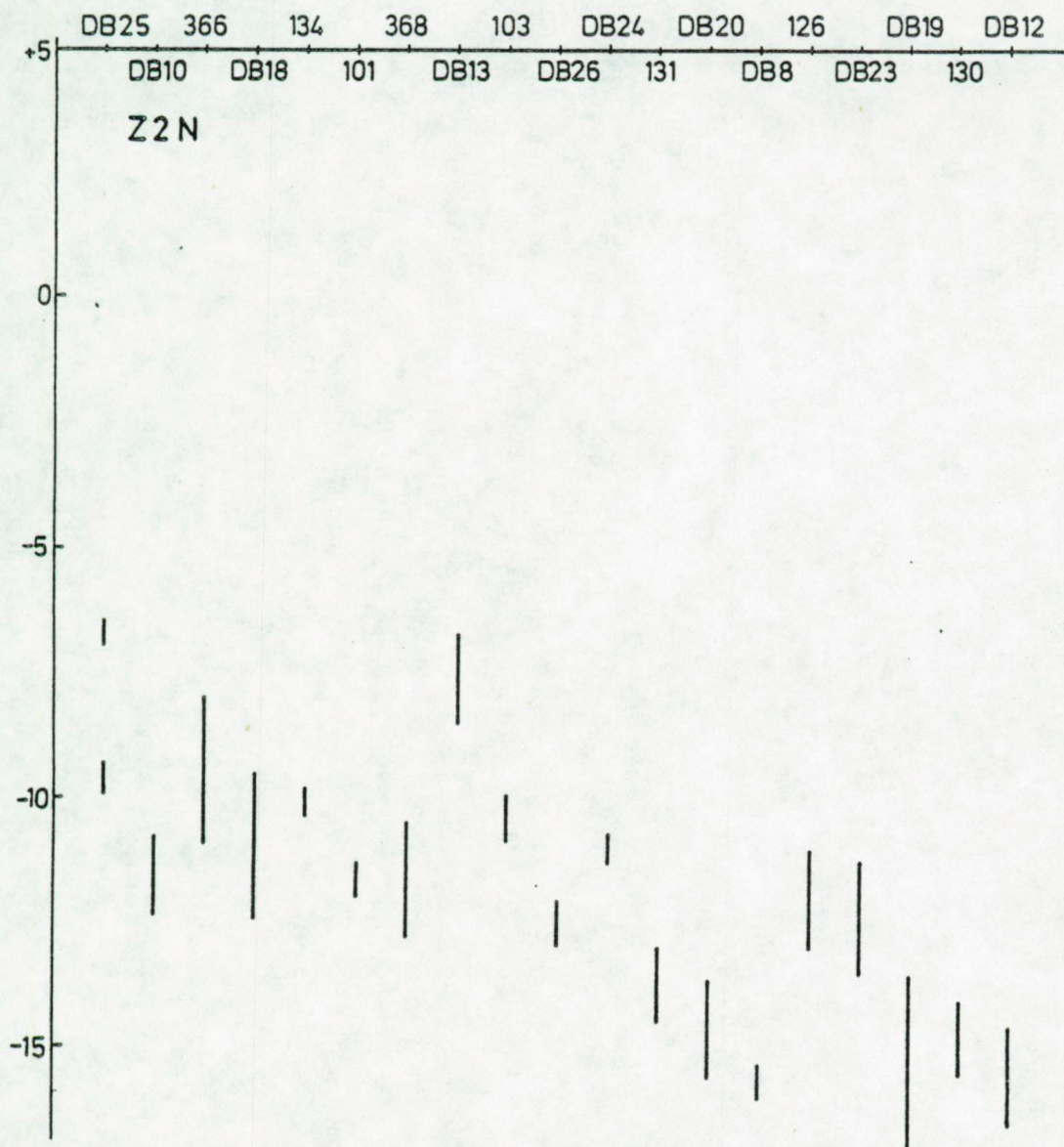




FIGUUR II.5. D.

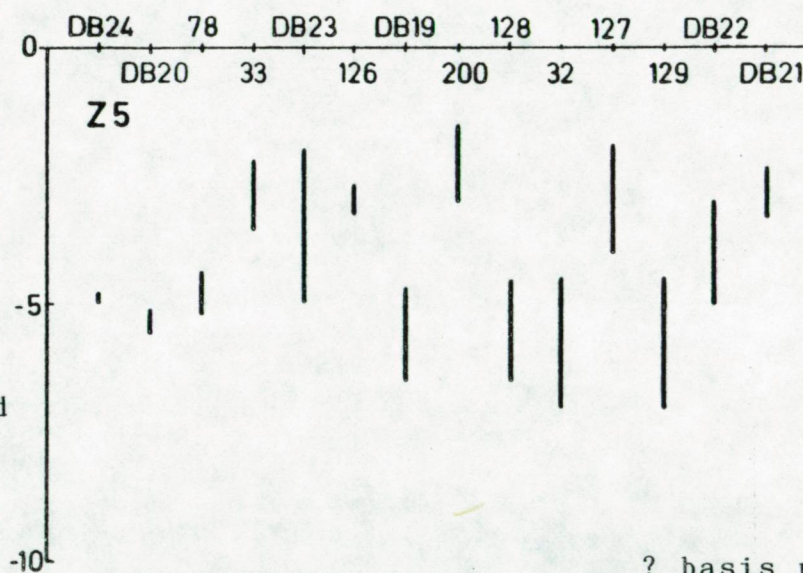
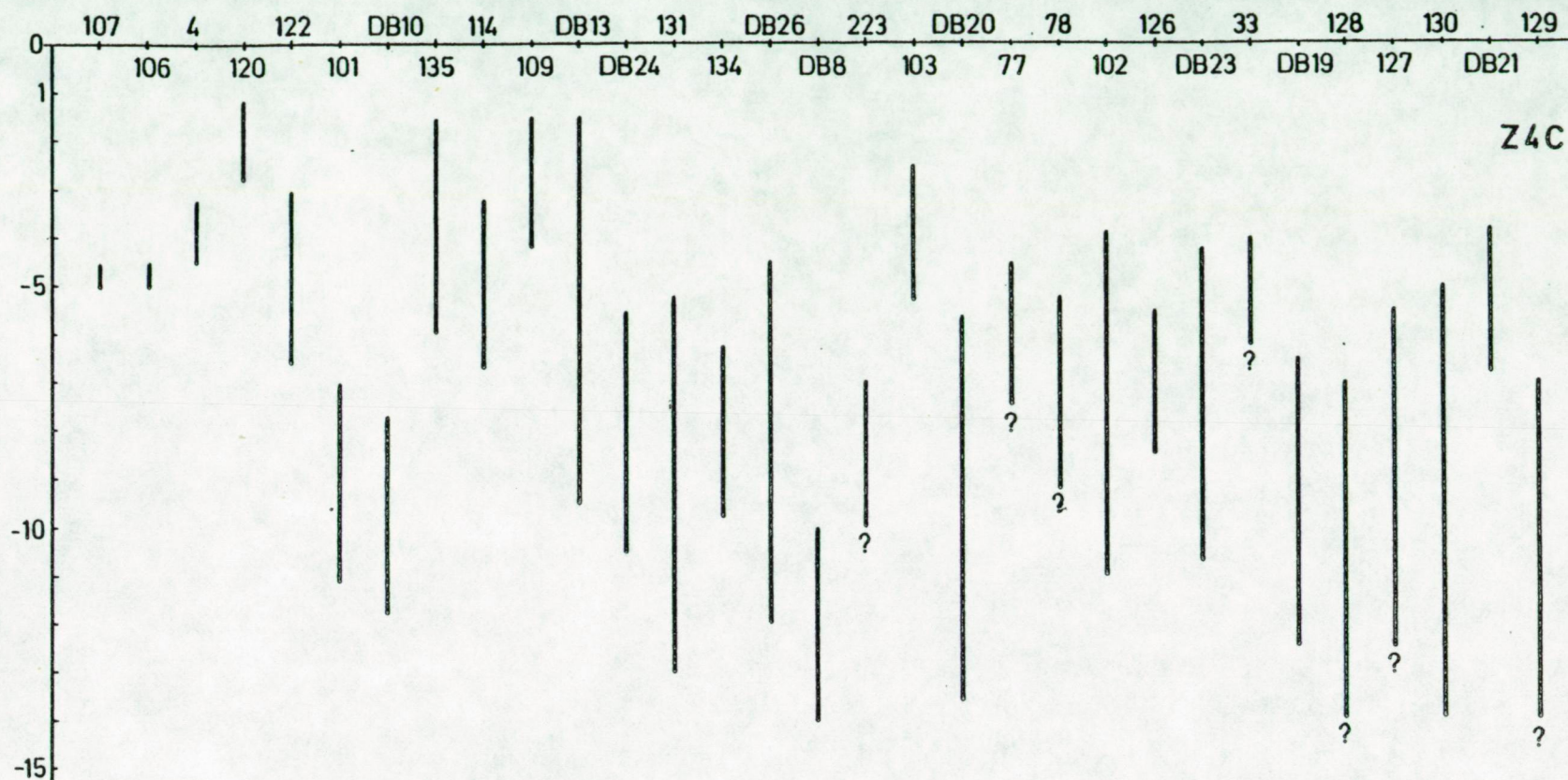






FIGUUR II.6. Hoogteligging van de eenheden  
weergegeven van zuid naar noord



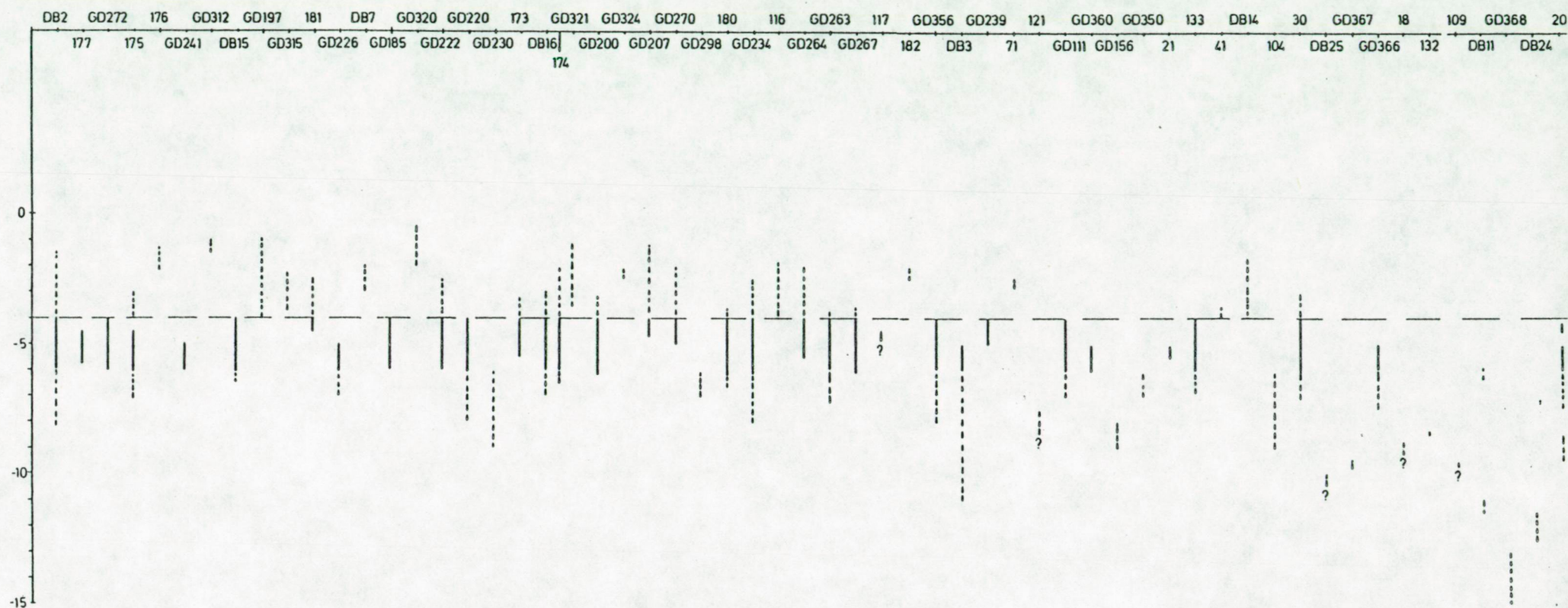


FIGUUR II.6.

Hoogteligging van de eenheden  
weergegeven van zuid naar noord

? basis niet aangeboord



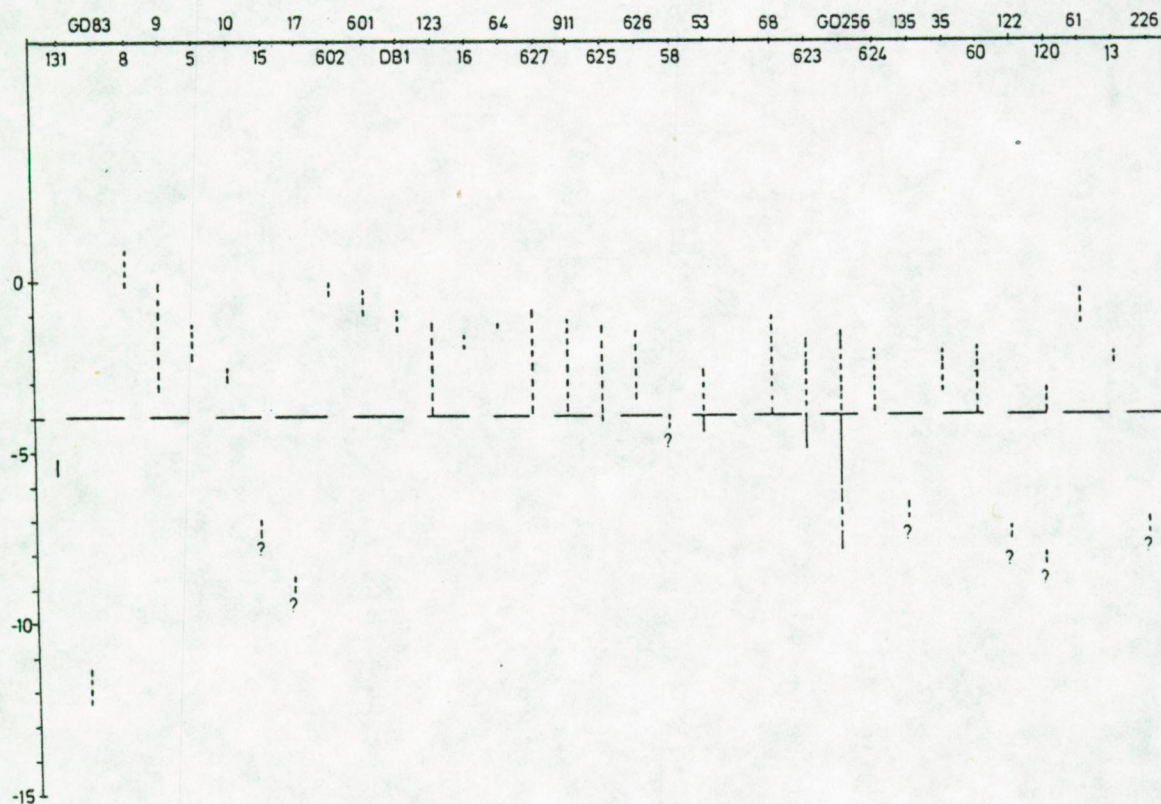


K3 K1

FIGUUR II.6. Hoogteligging van de eenheden  
weergegeven van zuid naar noord

? basis van de eenheid werd niet  
aangeboord



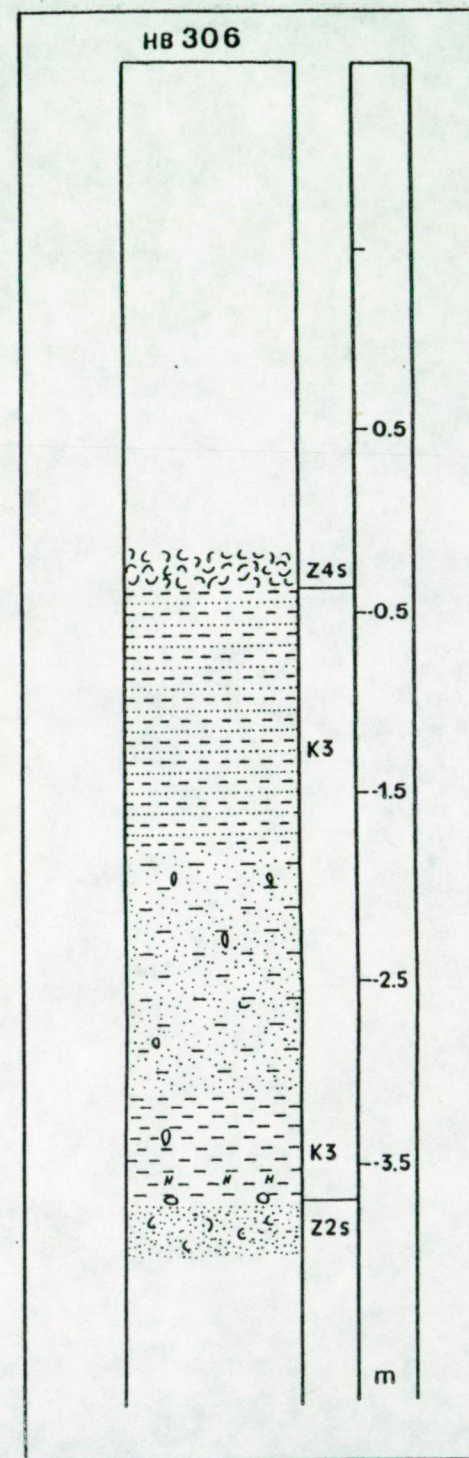
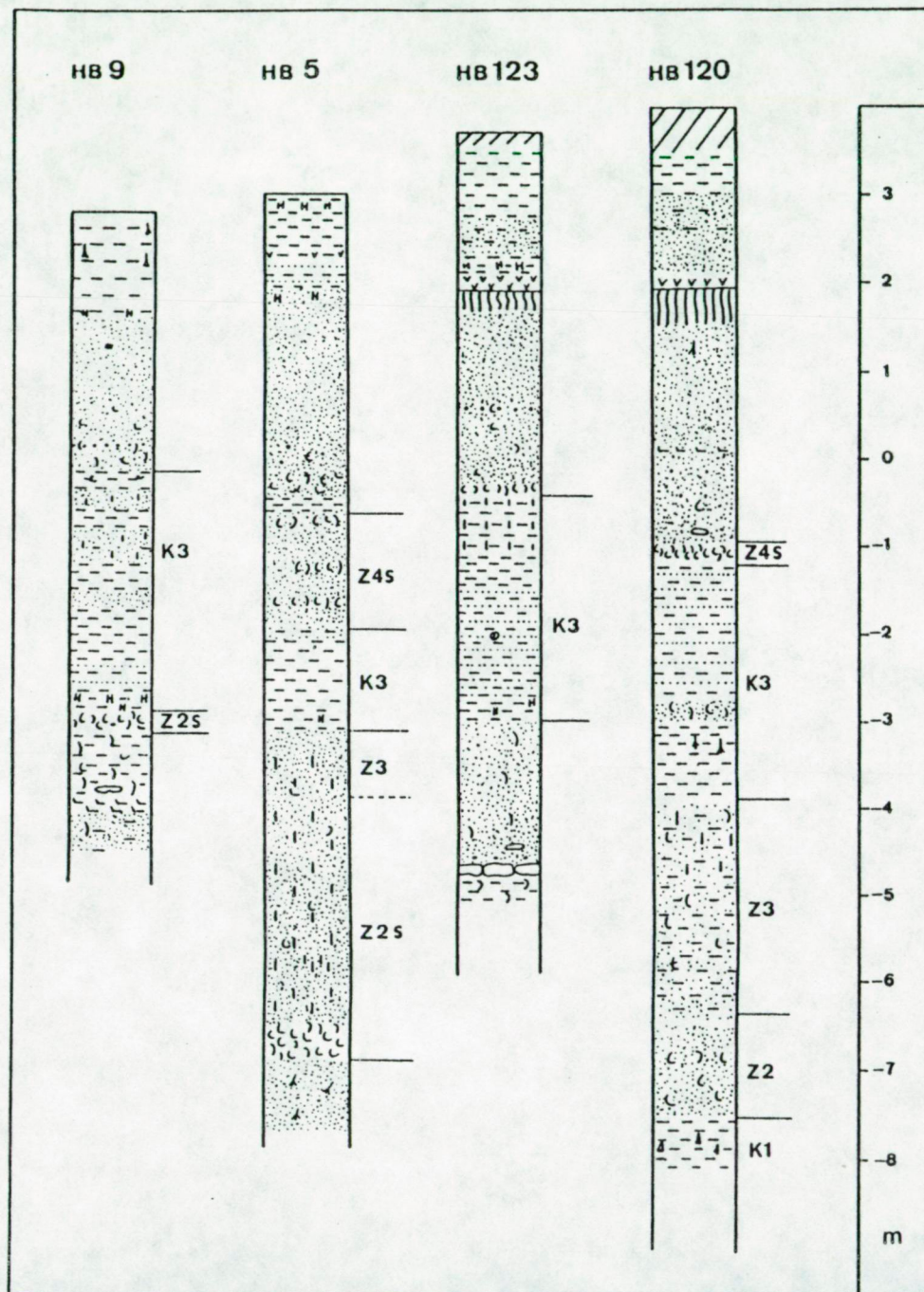


vervolg van de eenheid K3

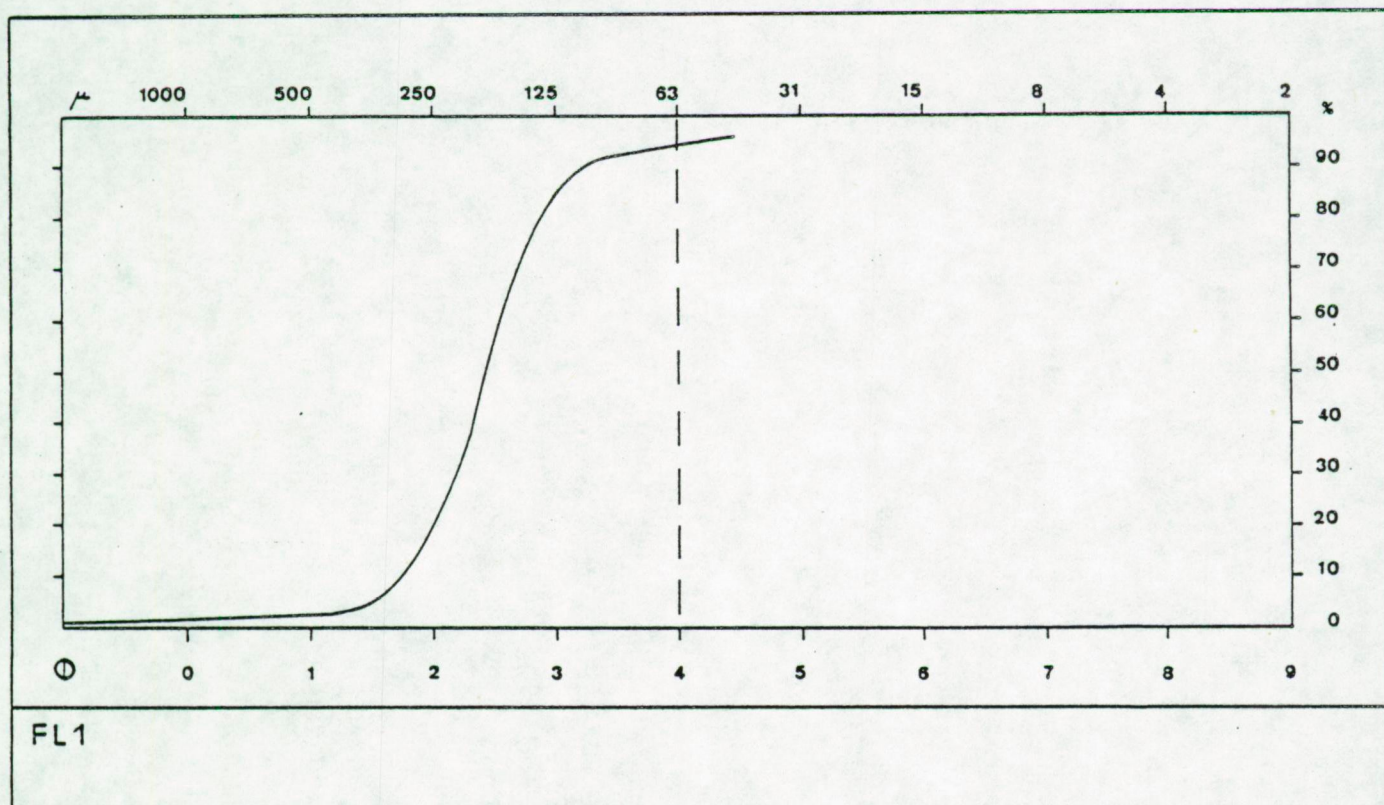
----- gemengd wad enzelfs zandwad  
 ————— hoogwad



FIGUUR II.7. Typische sequenties van eenheid Z3/K3







FIGUUR II.8. Granulometrische kenmerken van de Weichseliaan eenheden uitgezet met een lineaire procentuele schaal

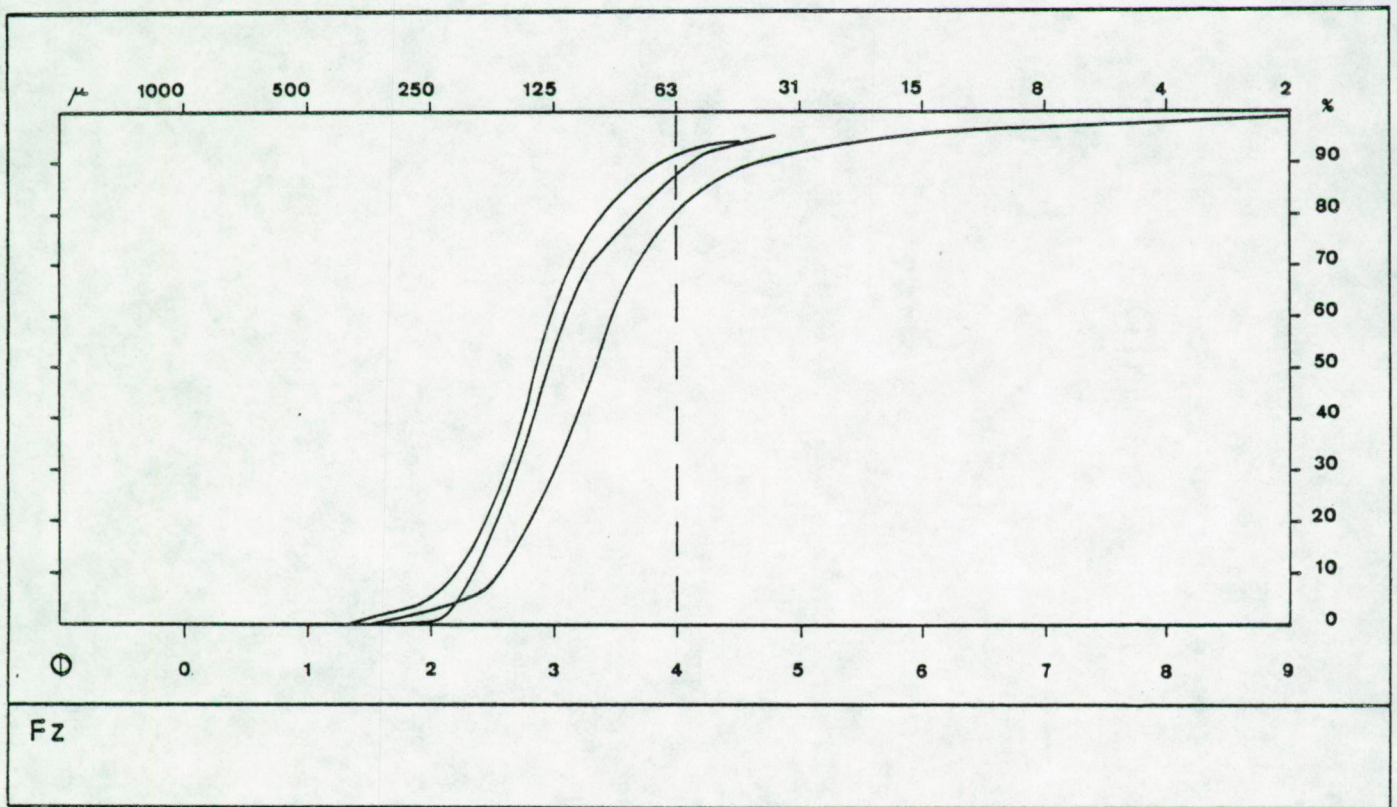
a.

vervolg FIGUUR II.8.b, c, d.

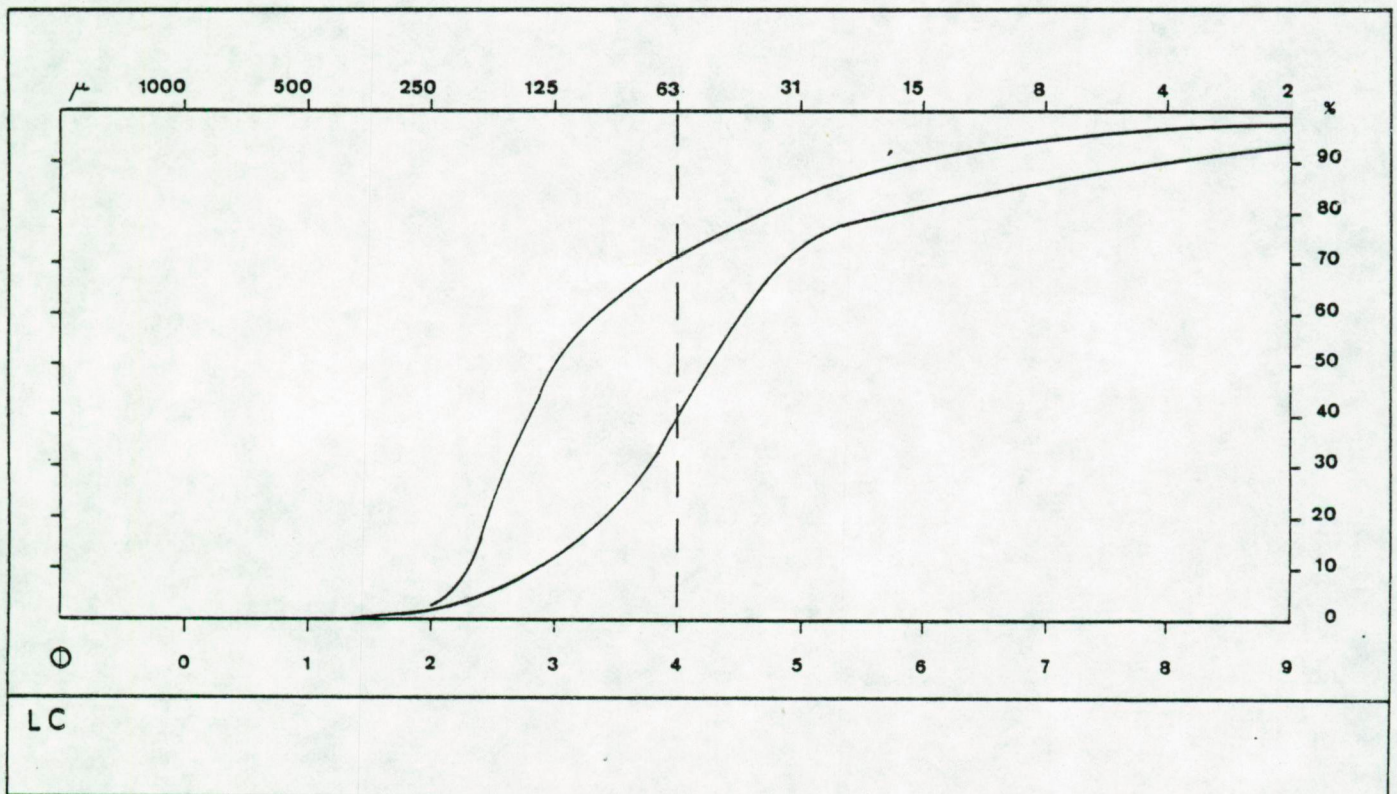
A, B, C

zie volgende pagina's

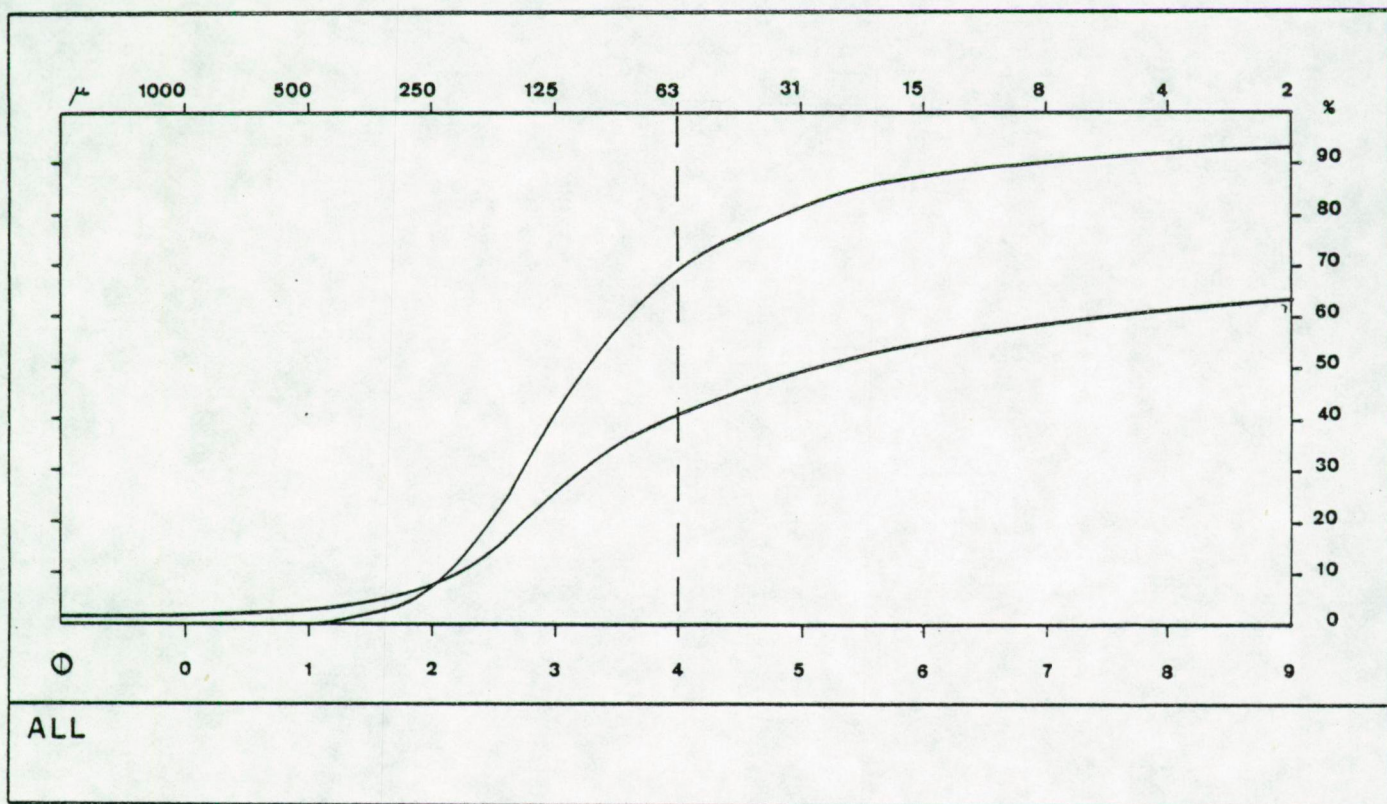




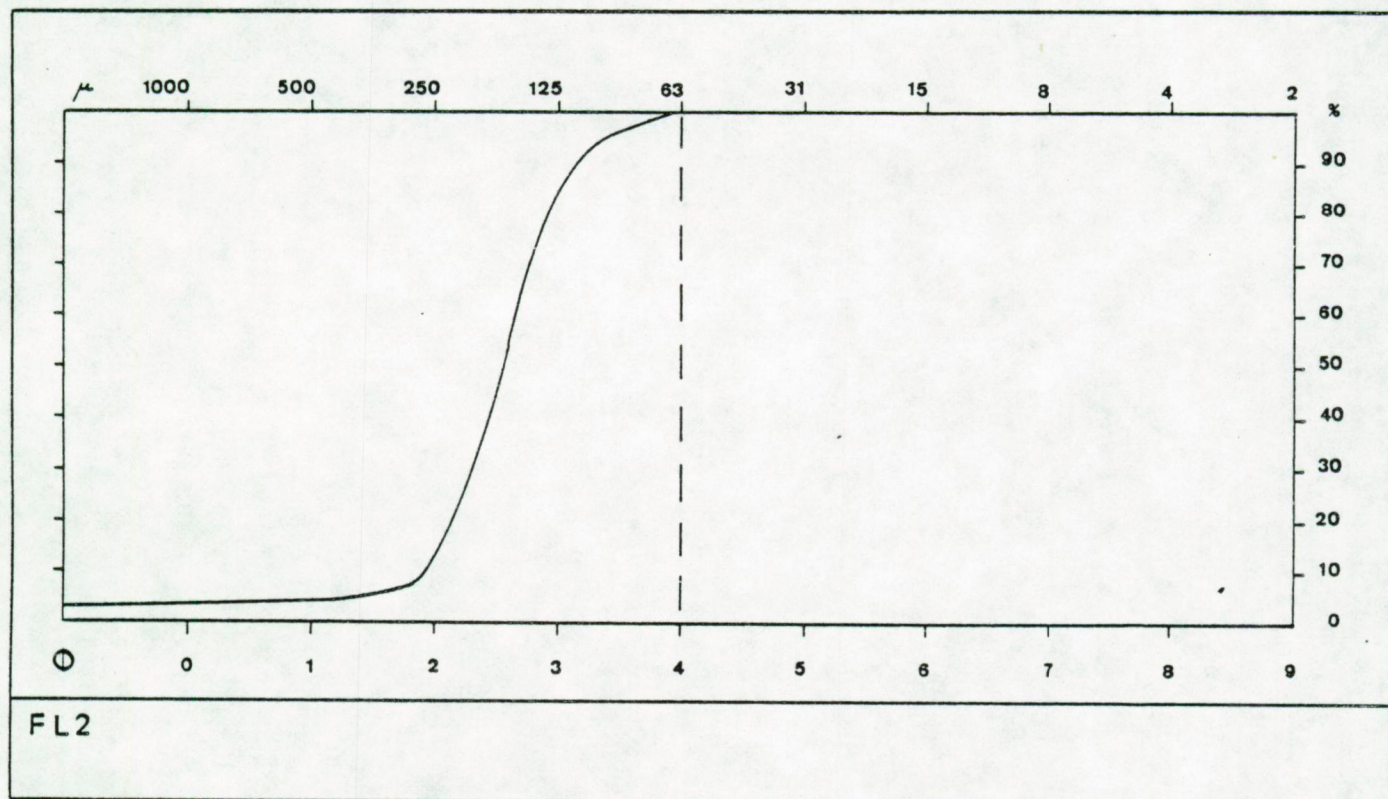
FIGUUR II.8. b.



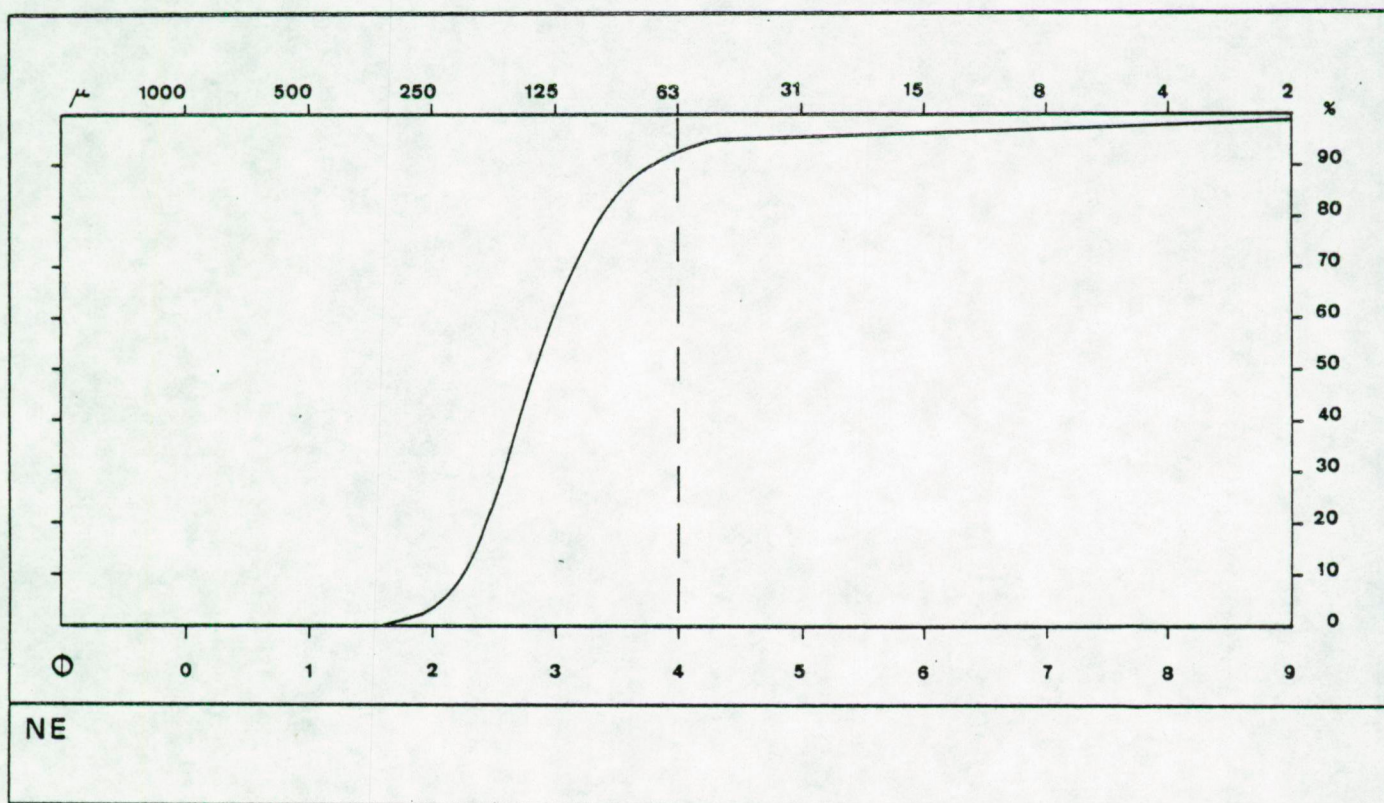




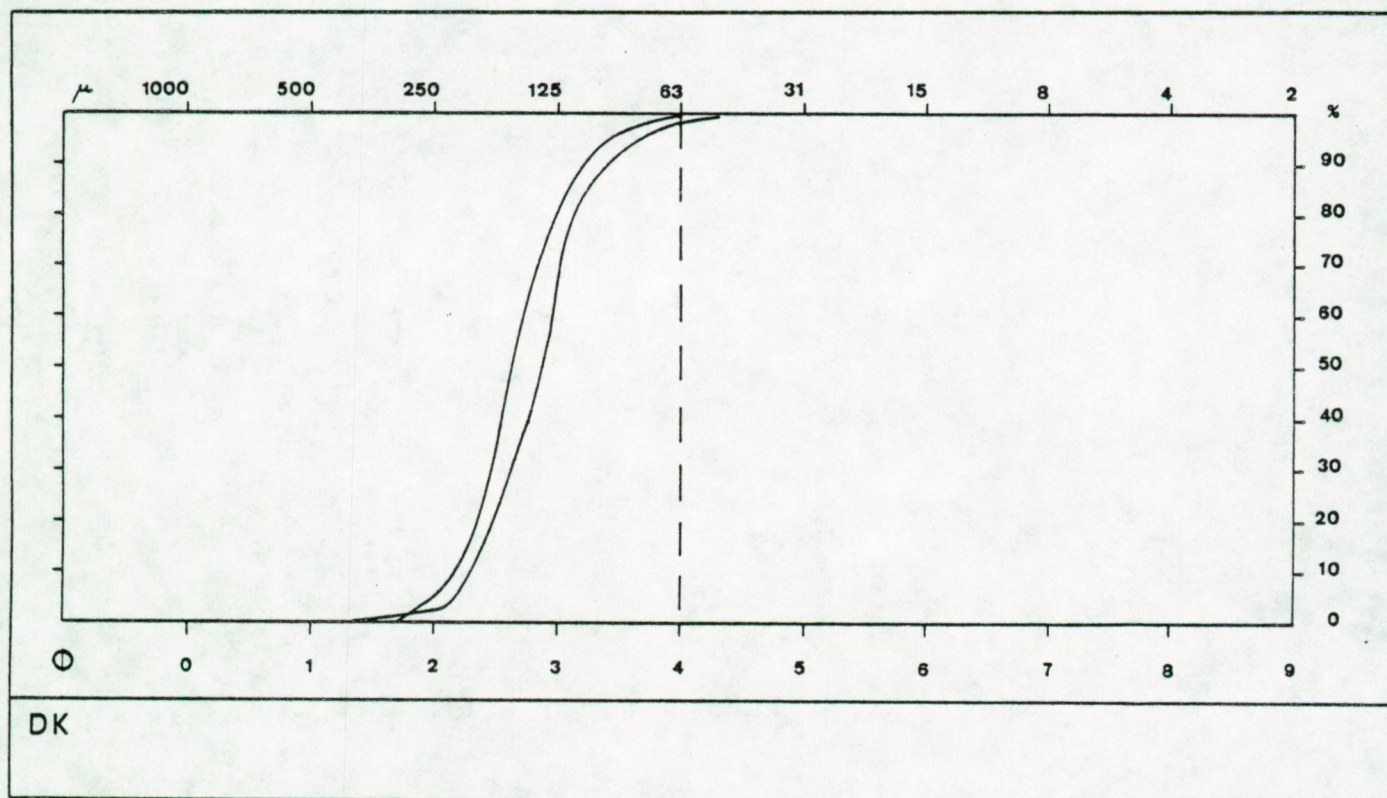
FIGUUR II.8. c.





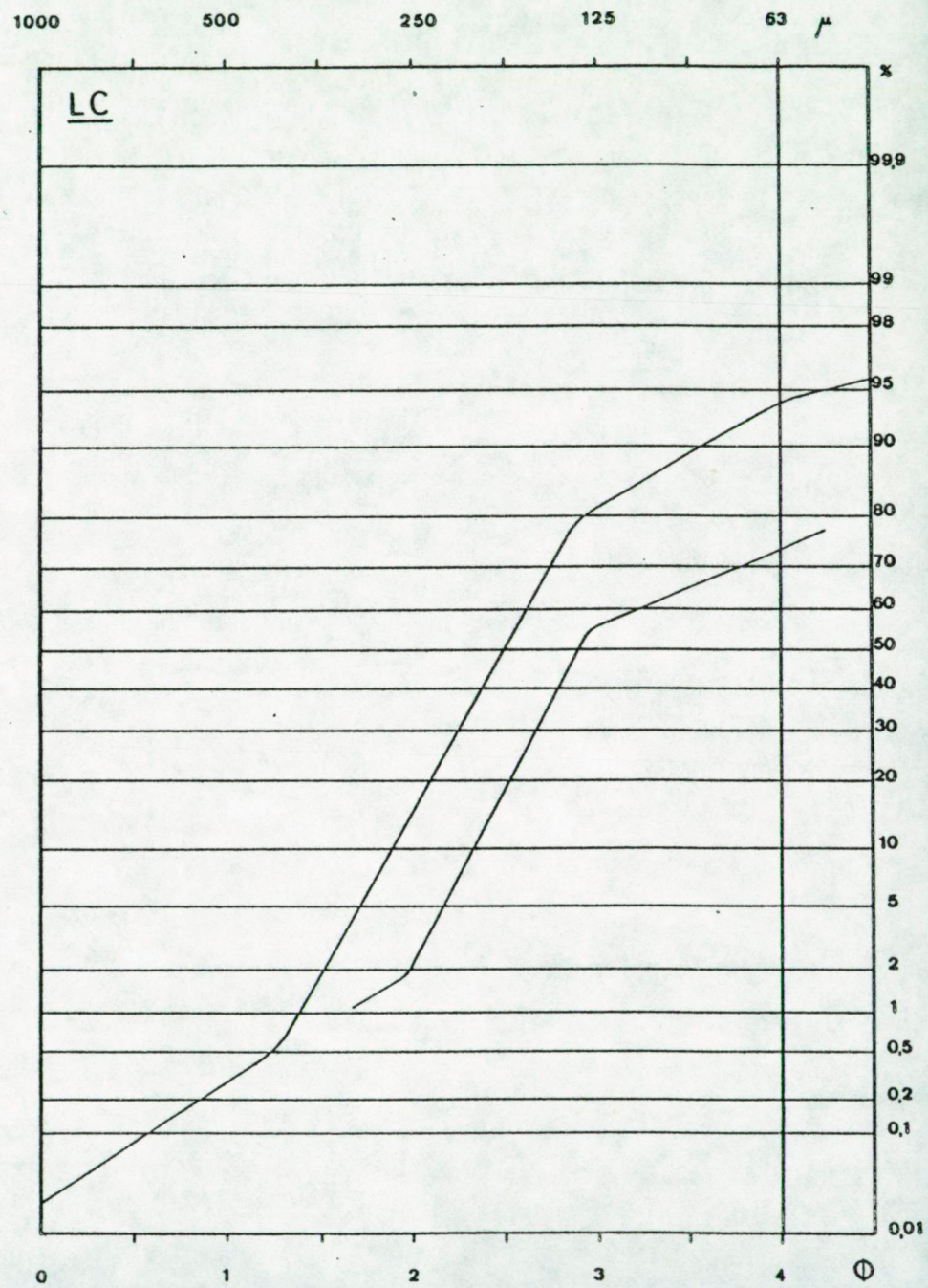
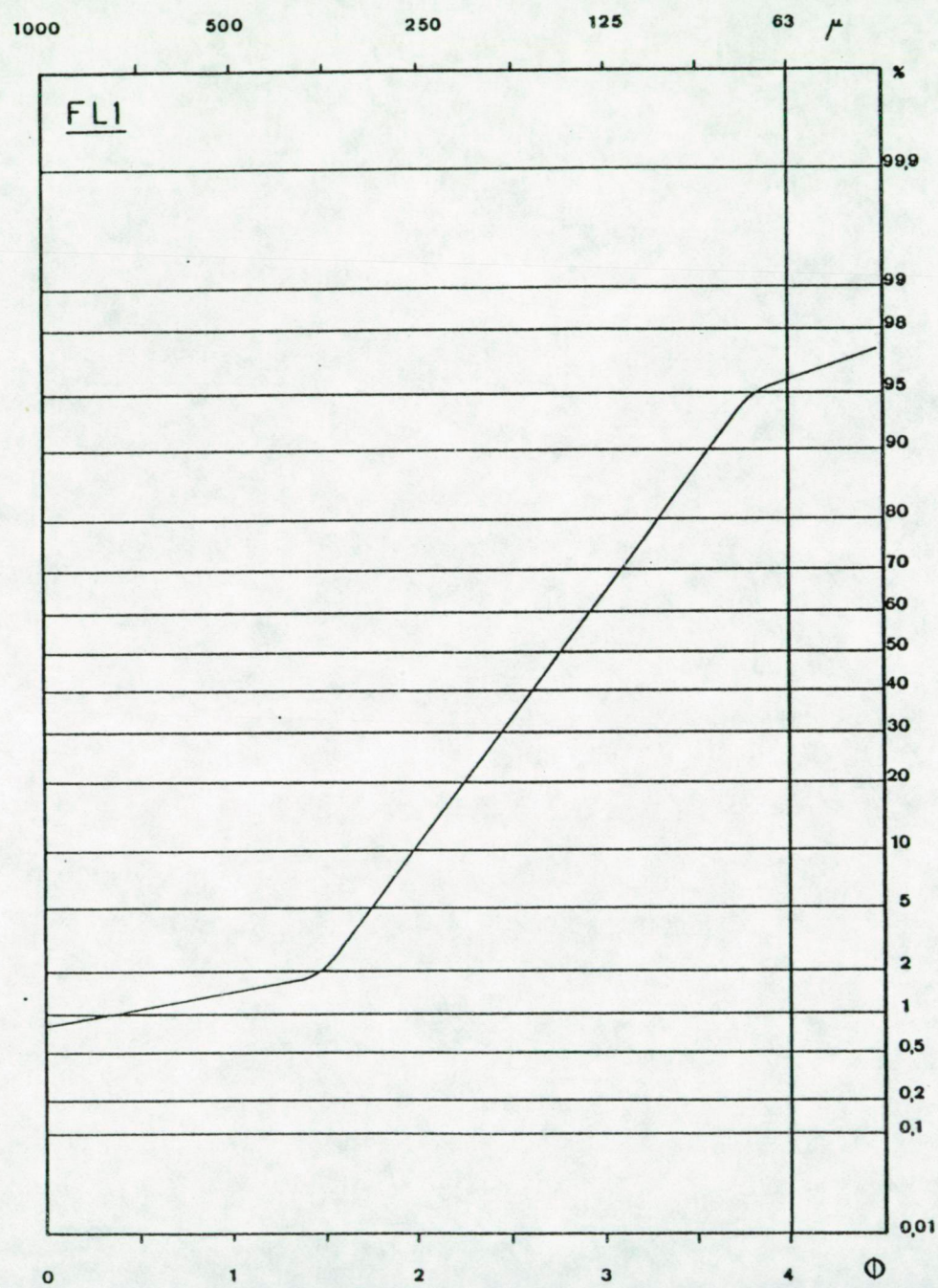


FIGUUR II.8. d.



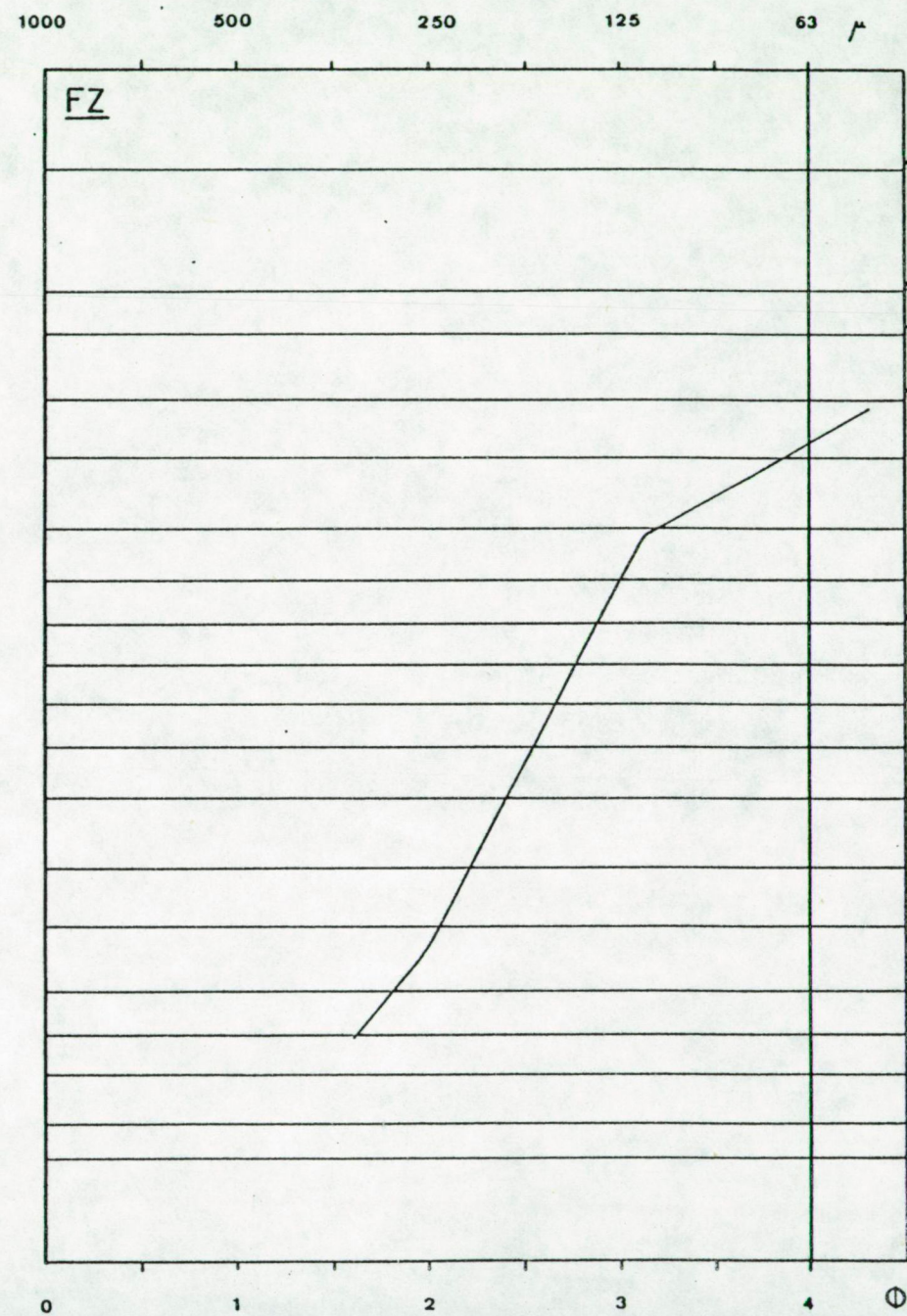
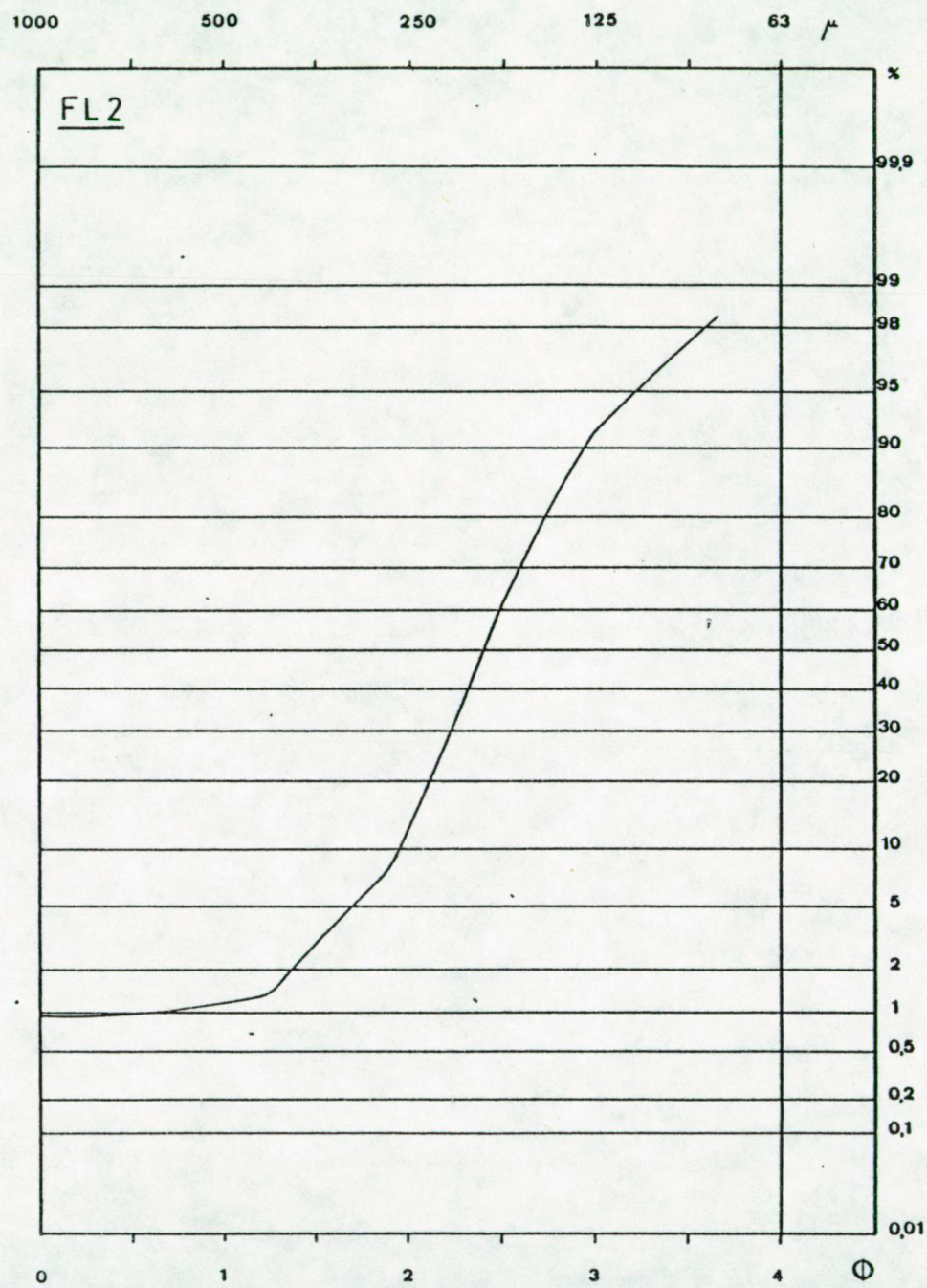


FIGUUR II.8.A. Granulometrische kenmerken van de Weichseliaan eenheden  
uitgezet op probabiliteitspapier



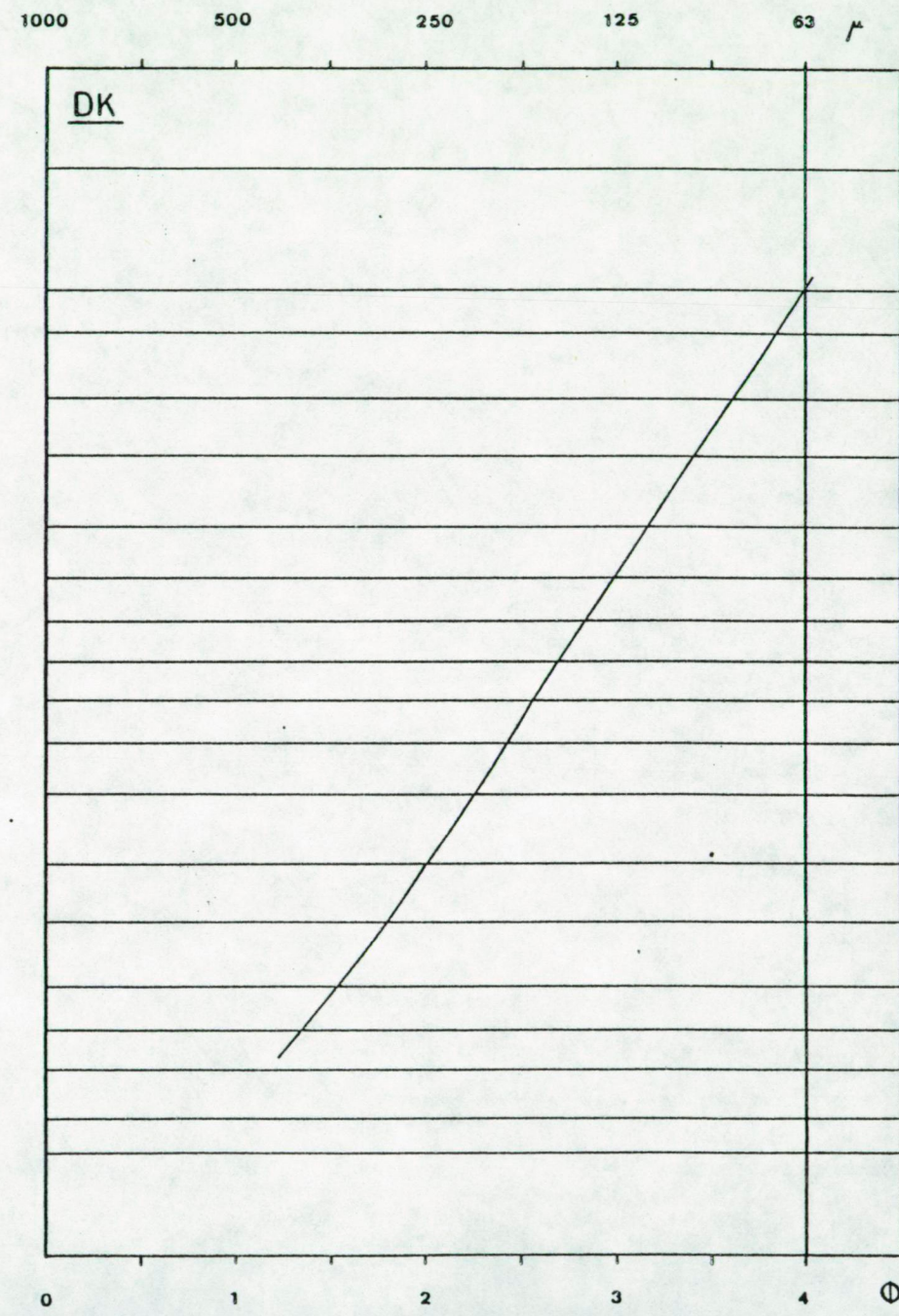
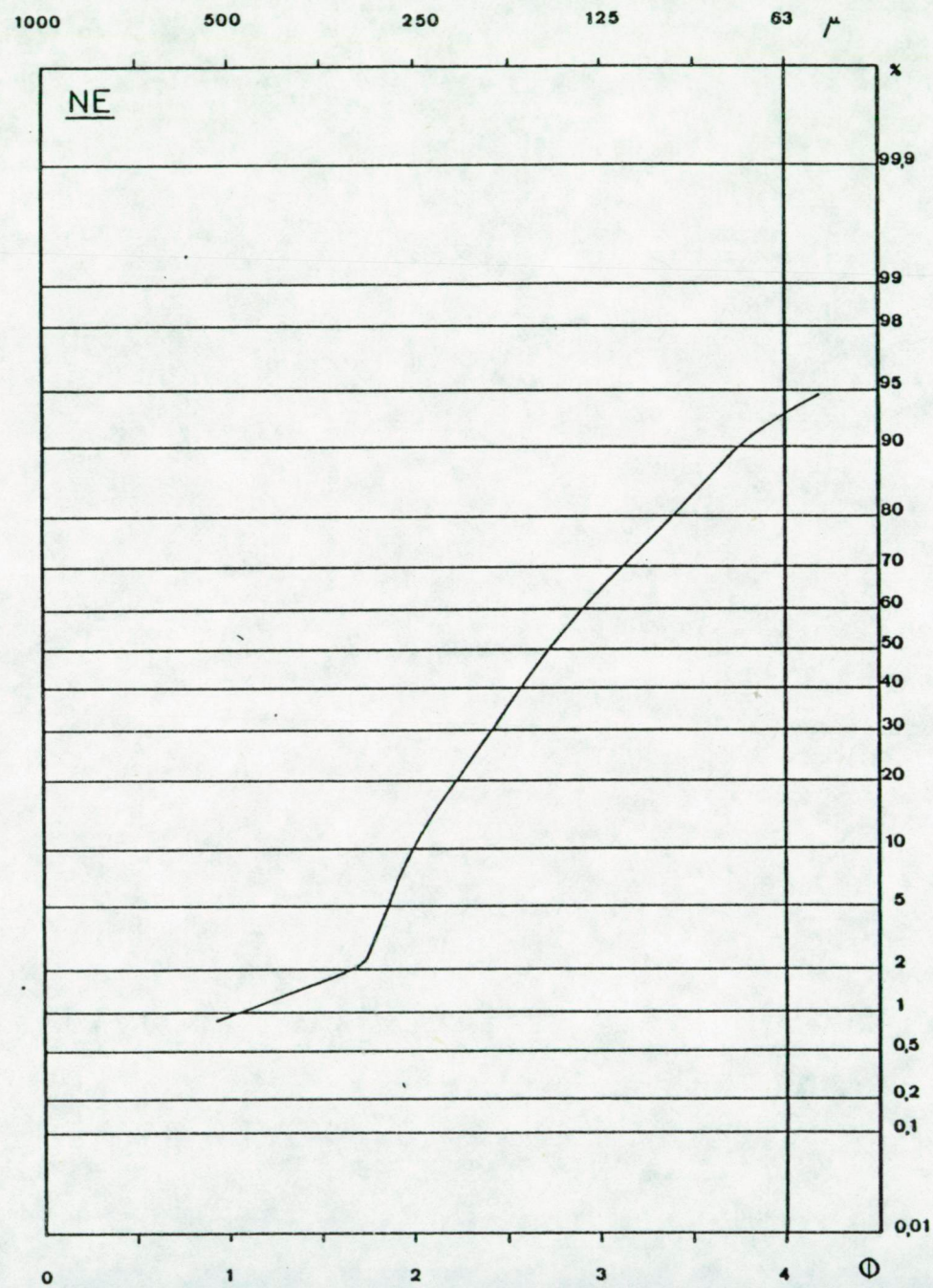


FIGUUR II.8. B.

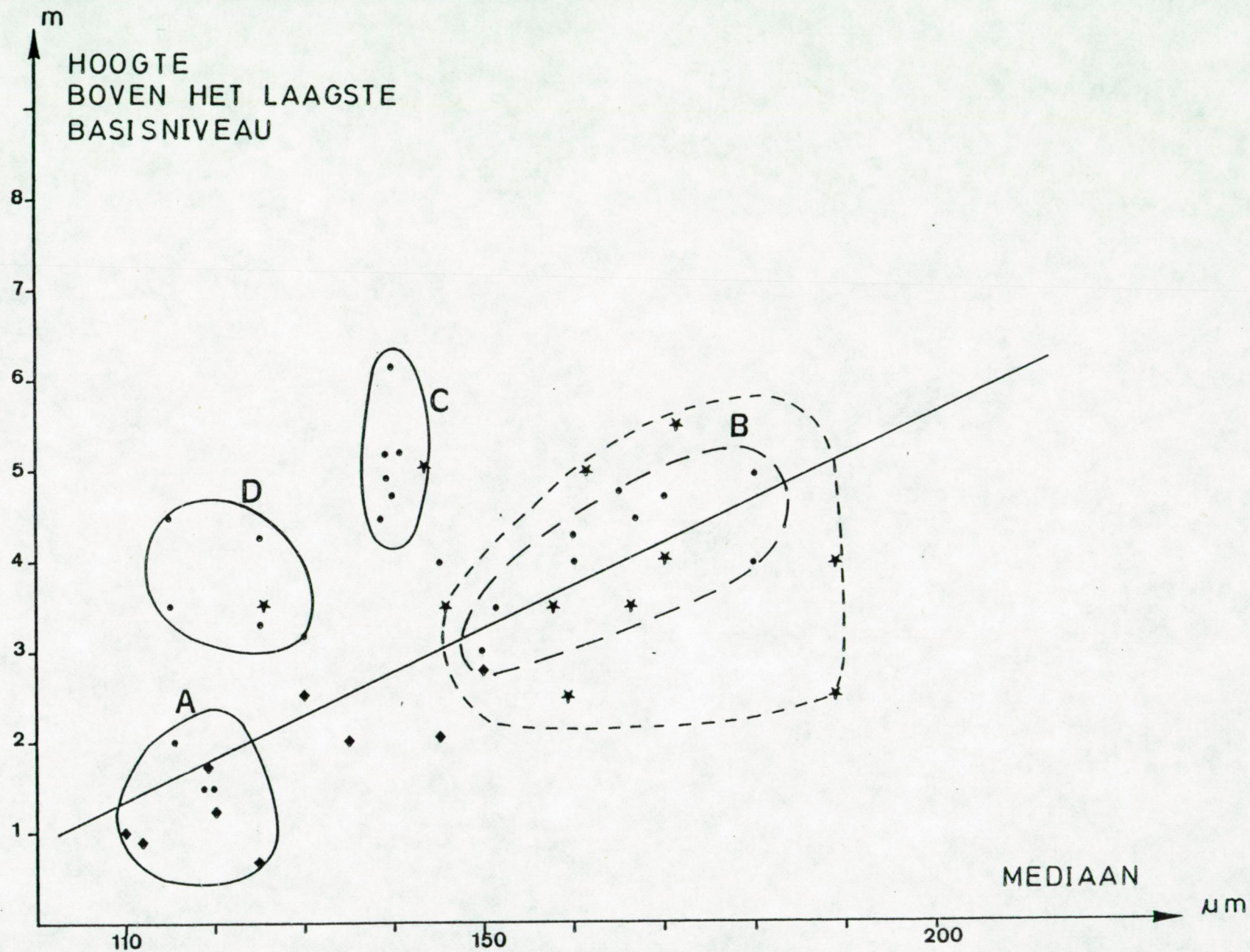




FIGUUR II.8. C.



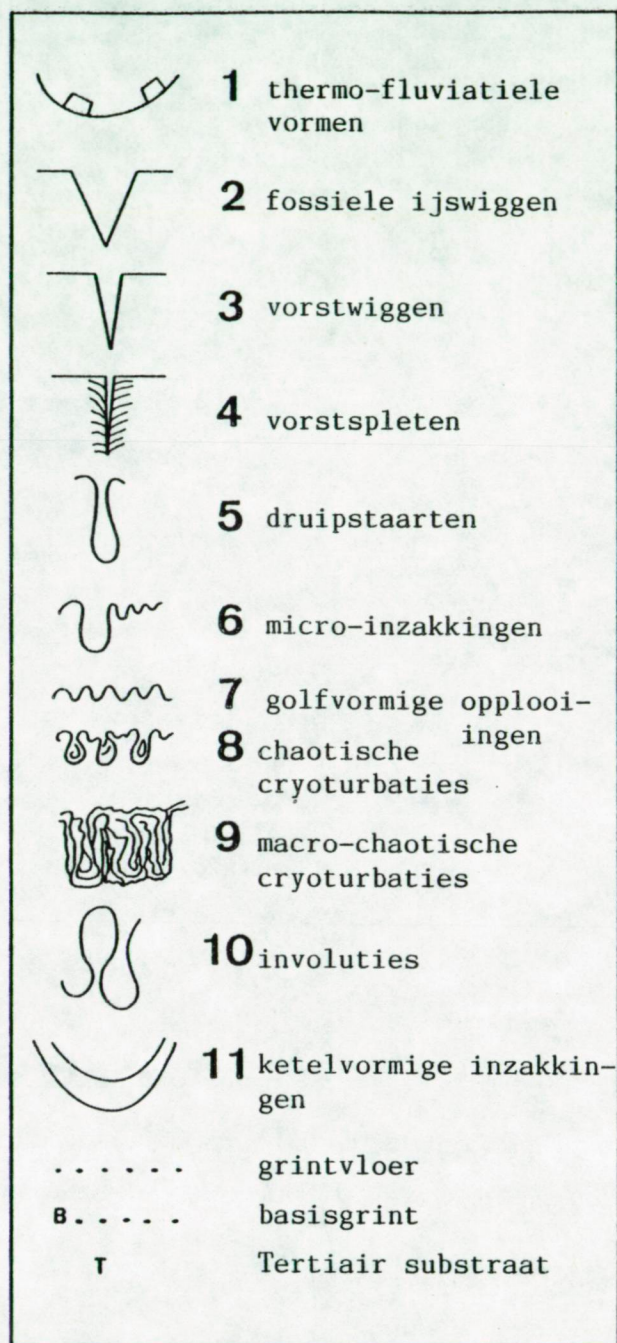




FIGUUR II.9. Granulometrisch onderscheid tussen de eenheid NE en DK

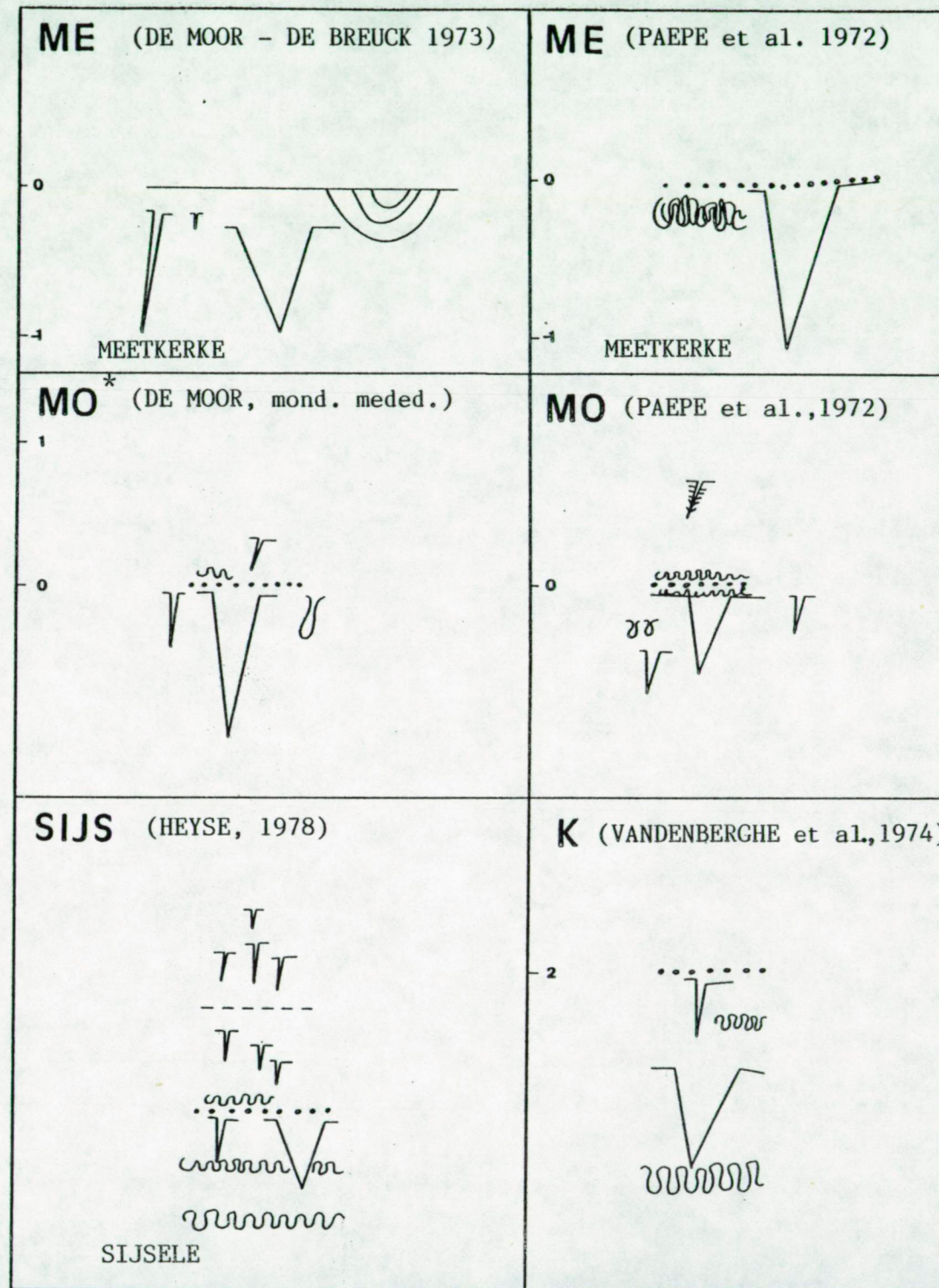


a; Legende



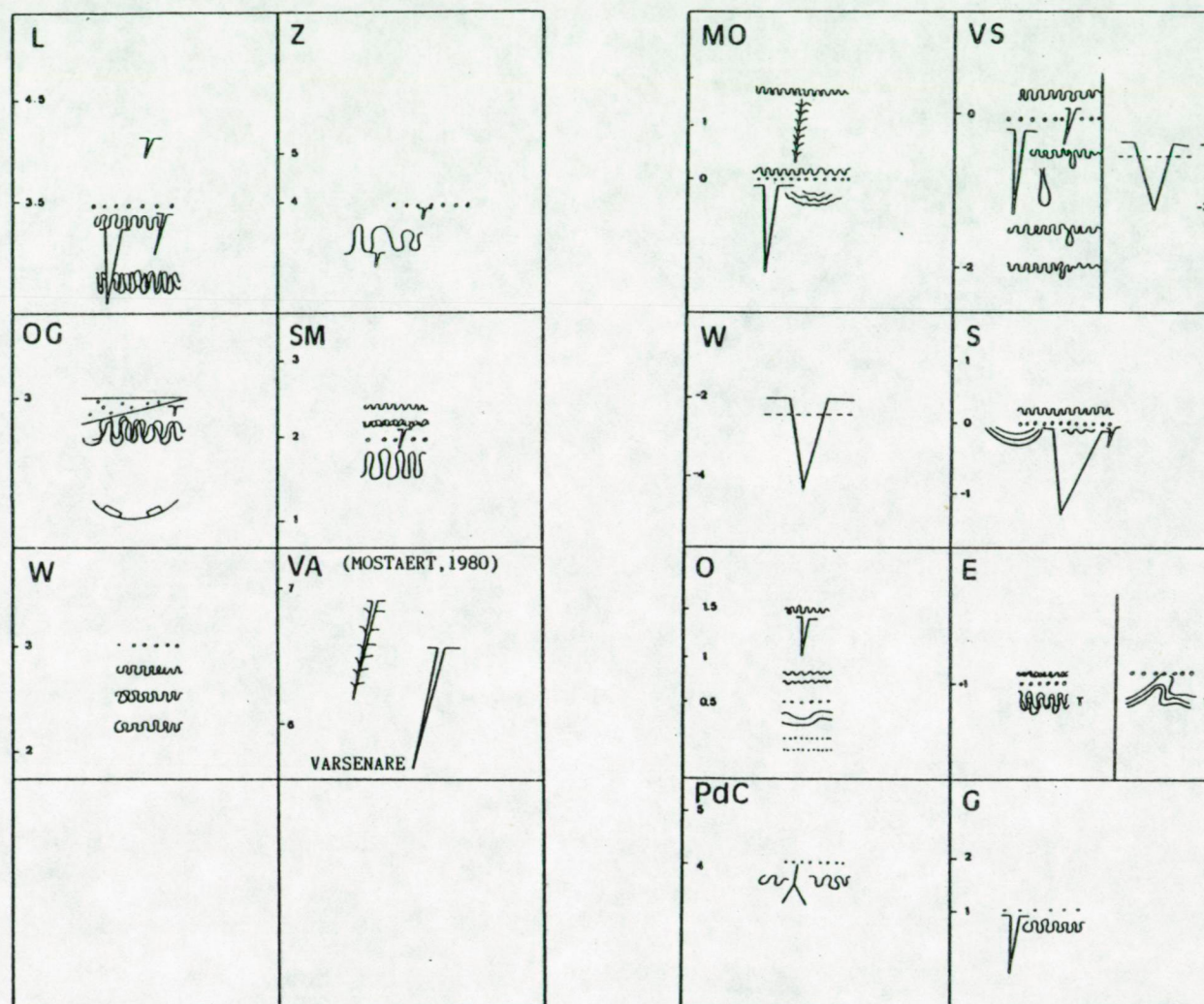
FIGUUR II.10. Vorstverschijnselen

\* MO= Sint Pieters-Molenstraat



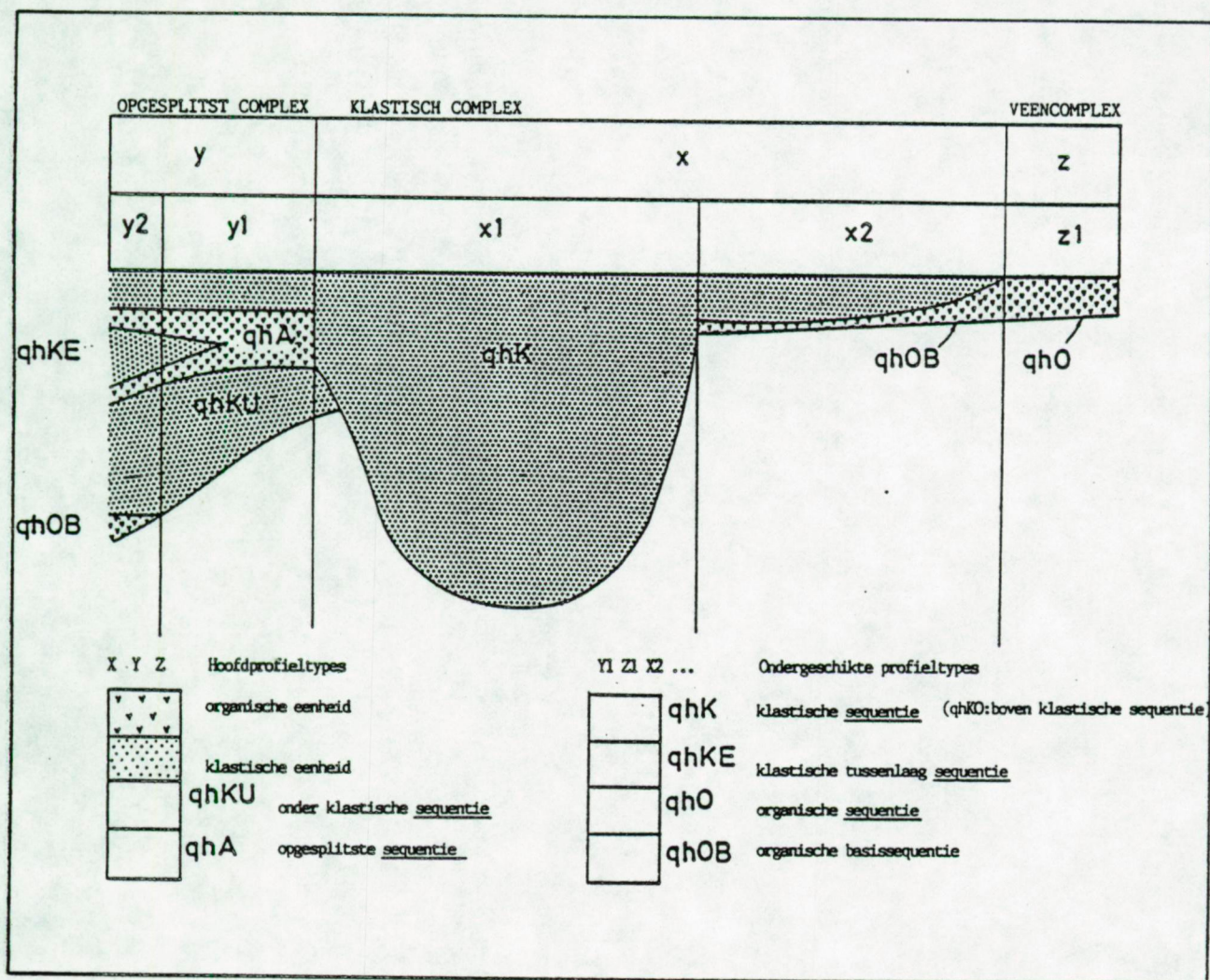


FIGUUR II. 10. Vervolg



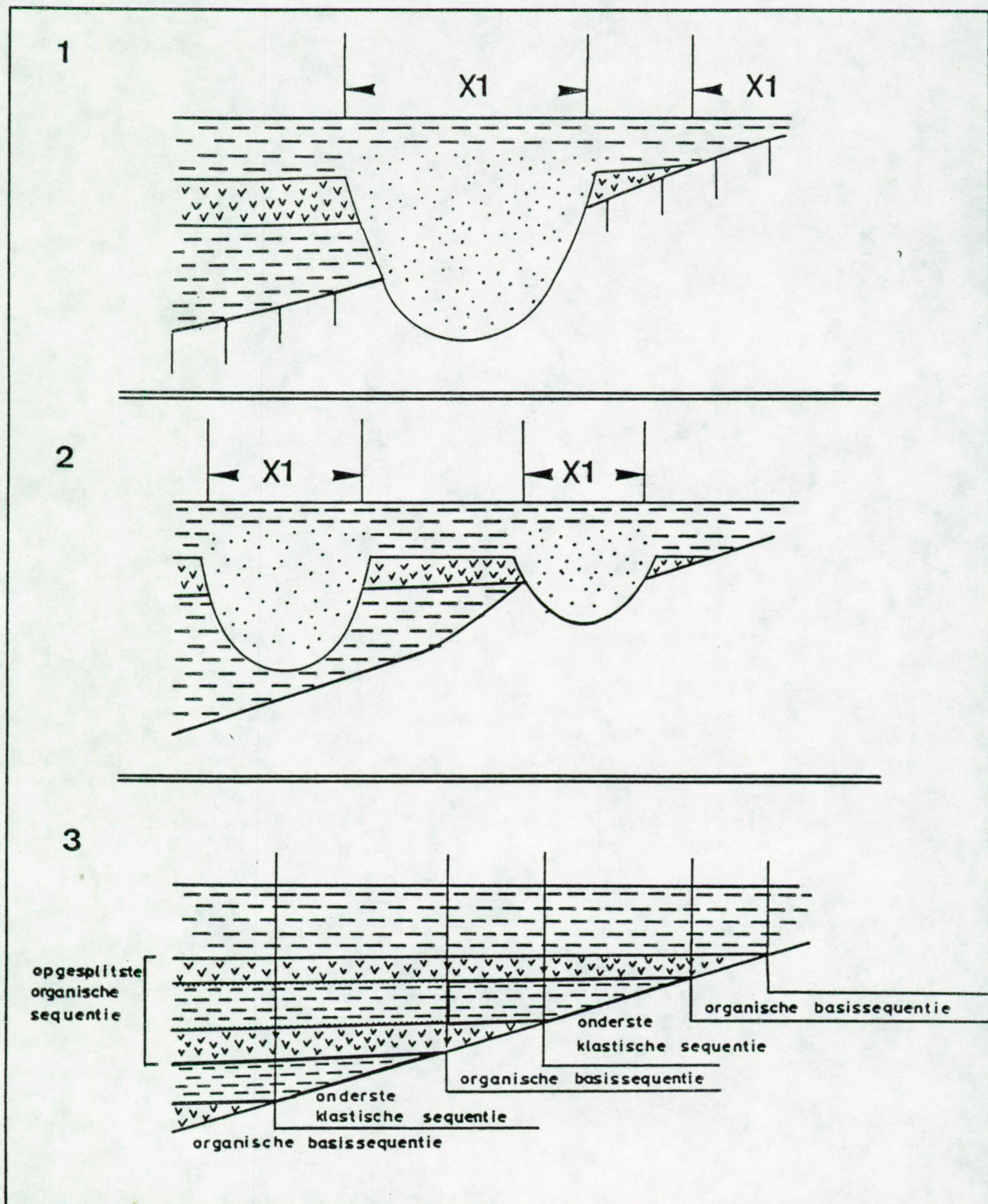
de symbolen voor de ontsluitingen kunnen worden teruggevonden op tabel I.3.





FIGUUR II.11. Synthetisch profiel van de Holocene sedimenten in de oostelijke Kustvlakte  
Terminologie volgens BARCKHAUSEN et al. (1977)

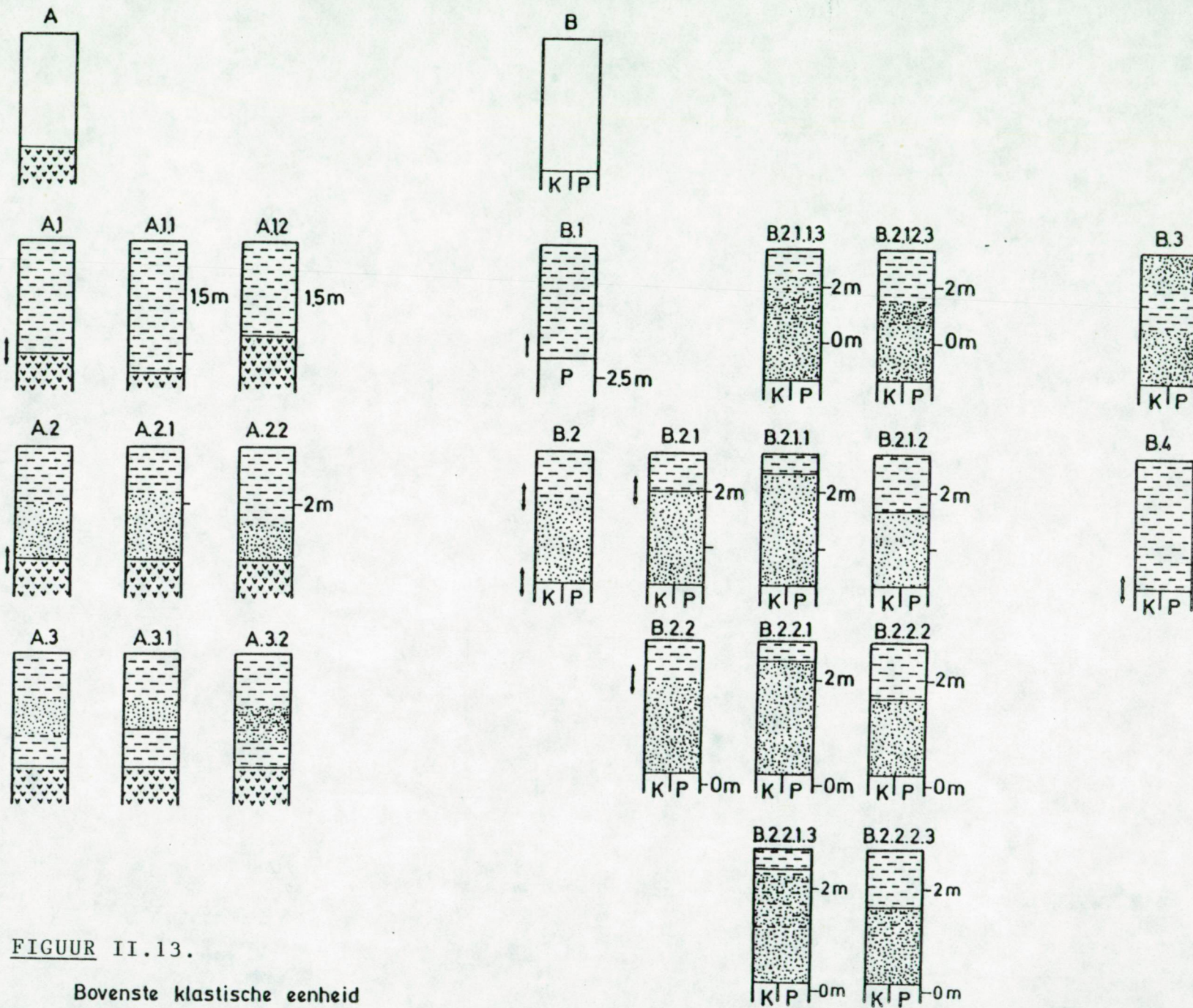




**FIGUUR II.12.** Moeilijkheden bij de interpretatie van de profieltypen tot op het niveau van de sequenties.

1. successies met verschillende kenmerken krijgen dezelfde naam
2. Verschillende stratigrafische eenheden worden samengenomen
3. Sequenties met dezelfde naam hebben niet noodzakelijk dezelfde stratigrafische betekenis

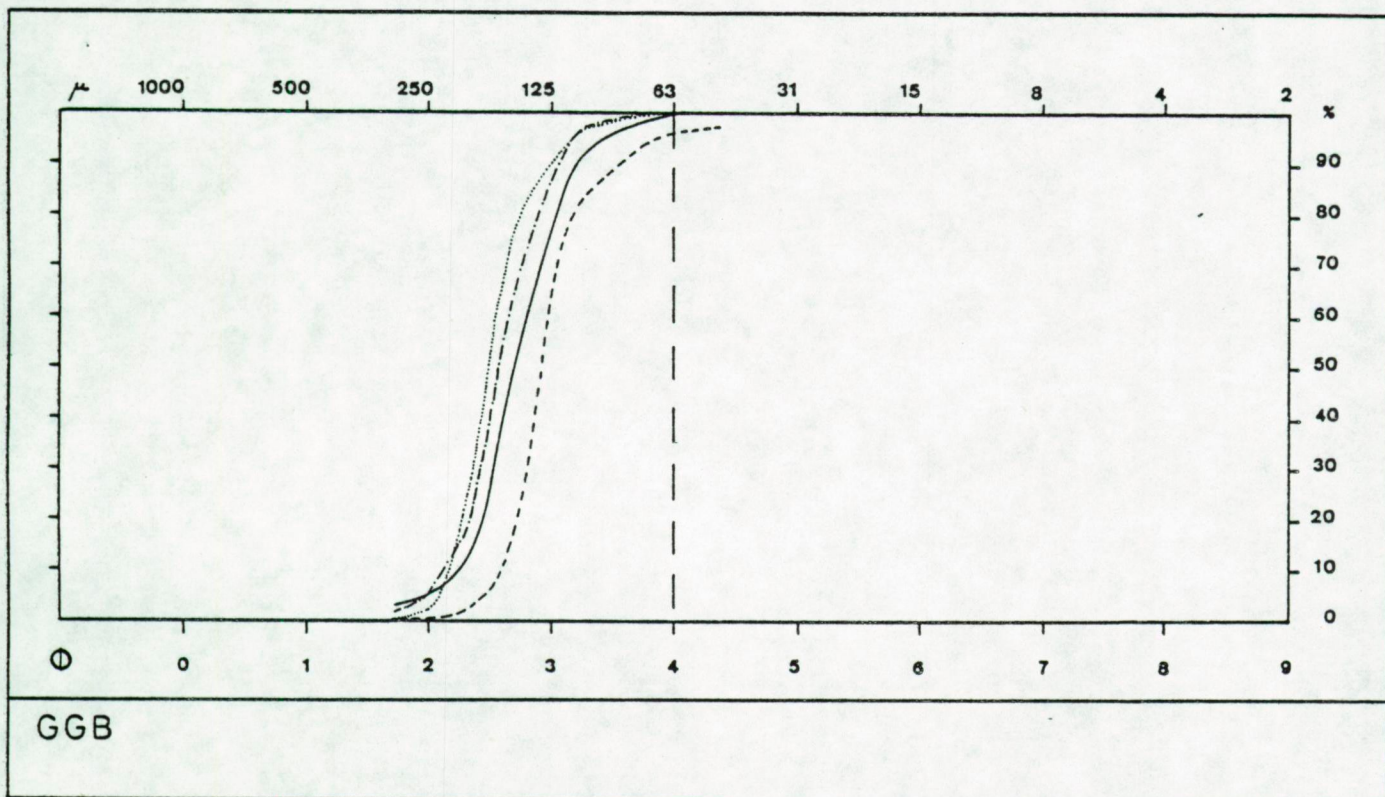
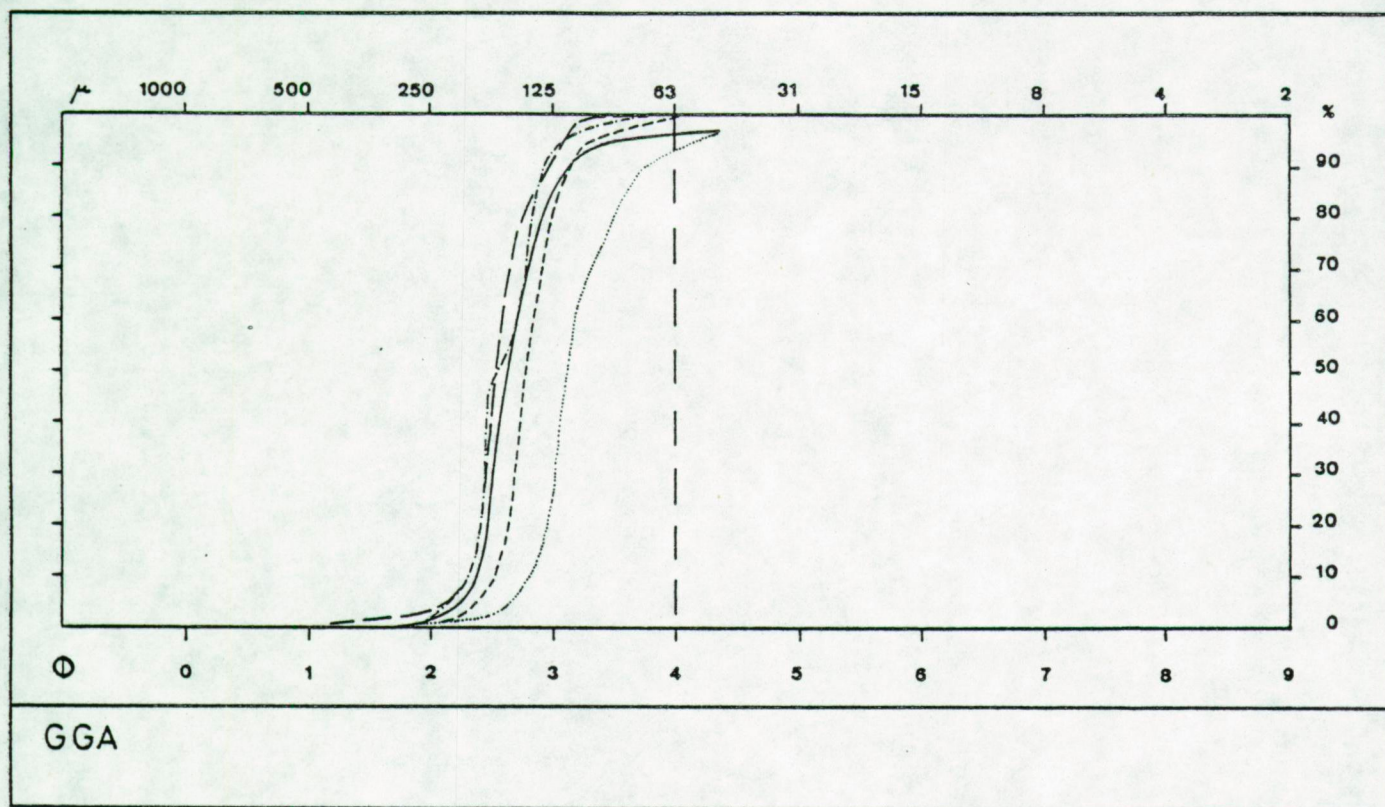




FIGUUR II.13.

Bovenste klastische eenheid  
Typesequenties

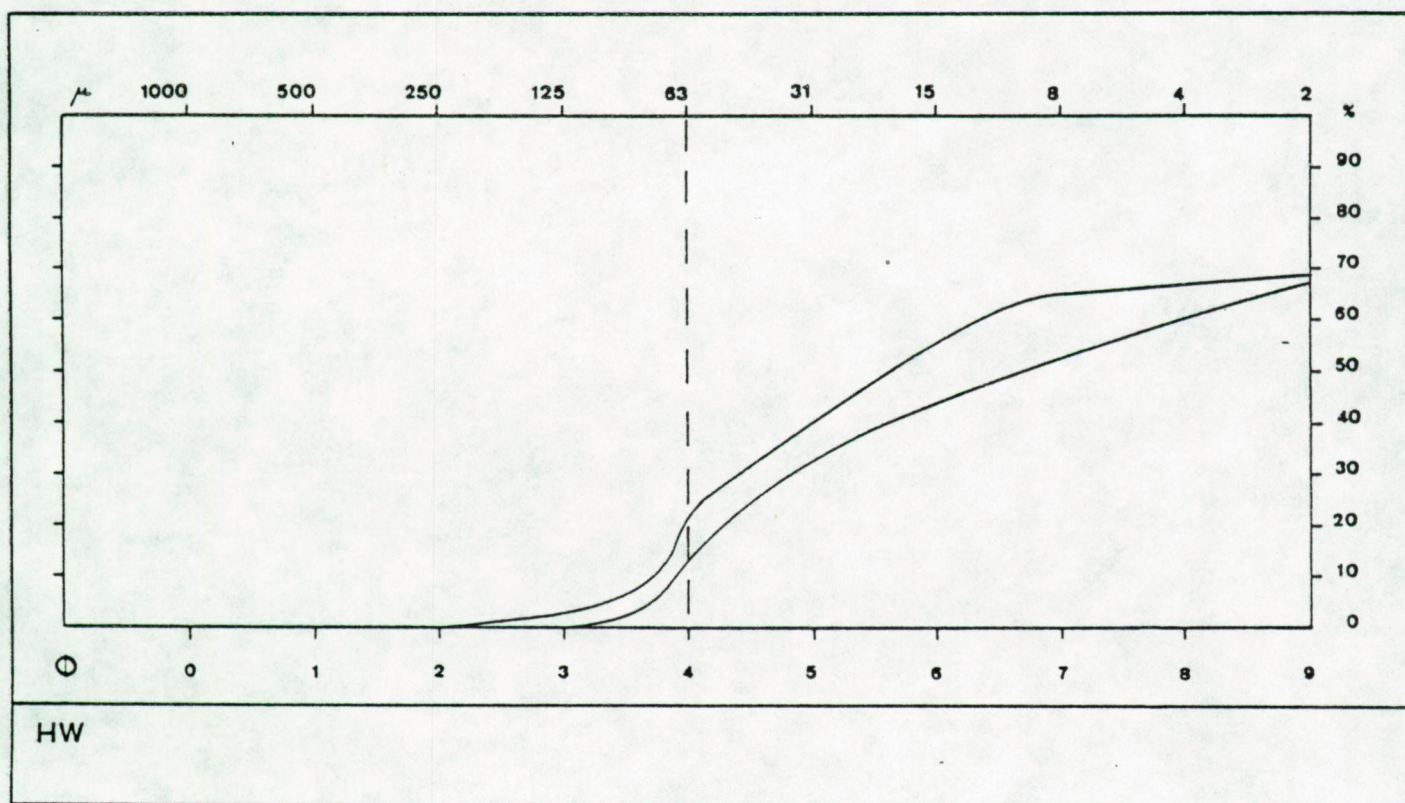
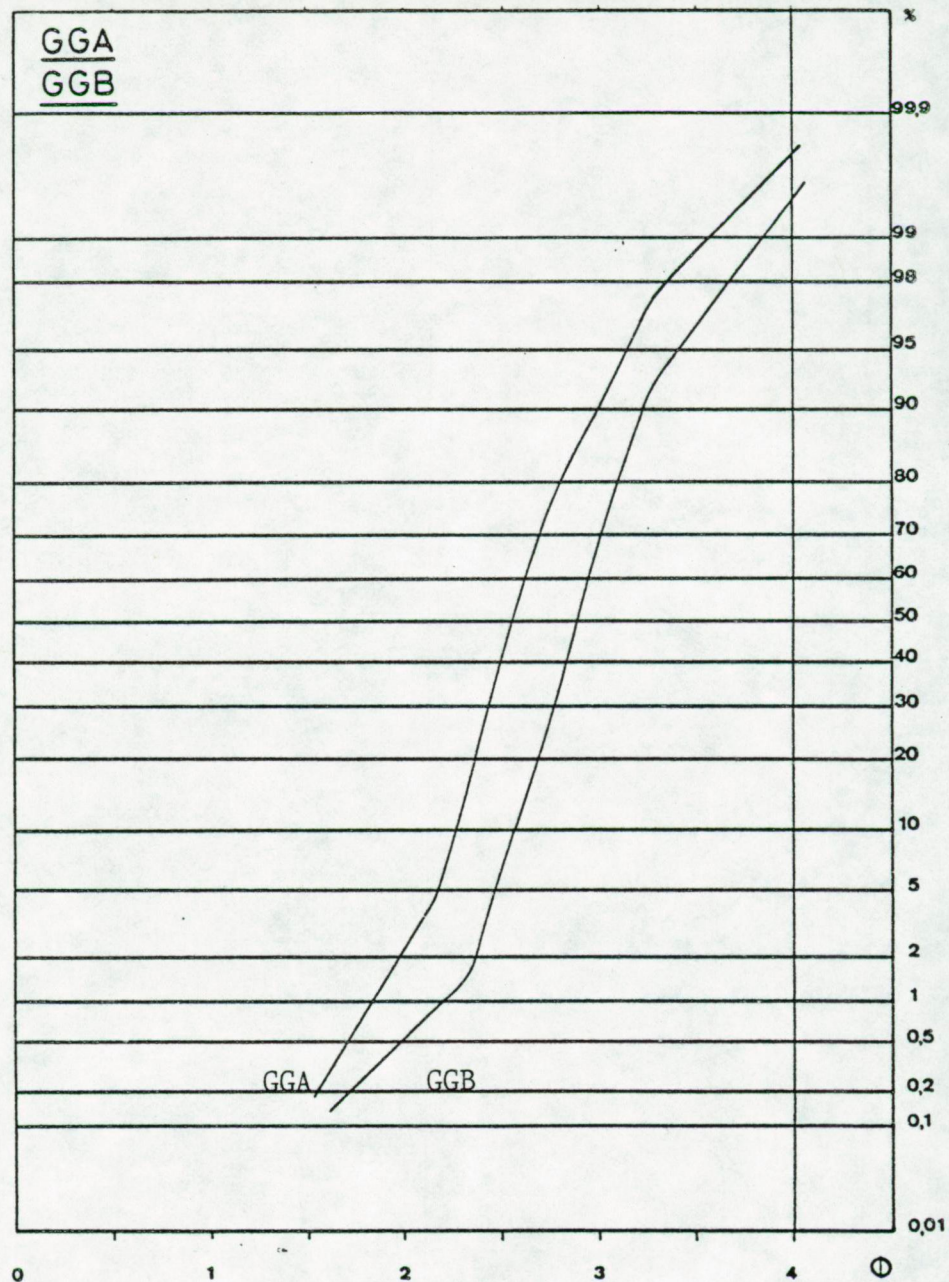




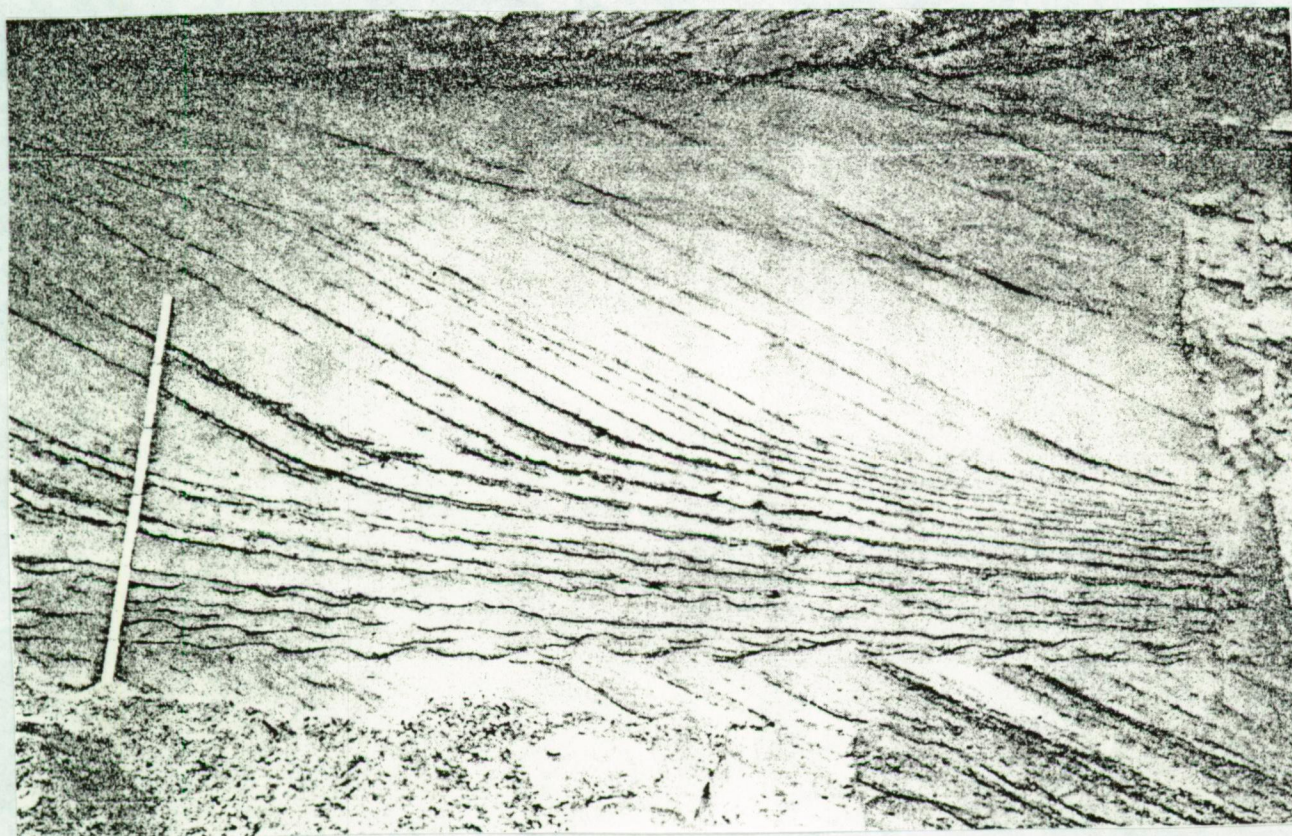
FIGUUR II.14. Granulometrische kenmerken van de Holocene eenheden  
a.



FIGUUR II.14. Vervolg







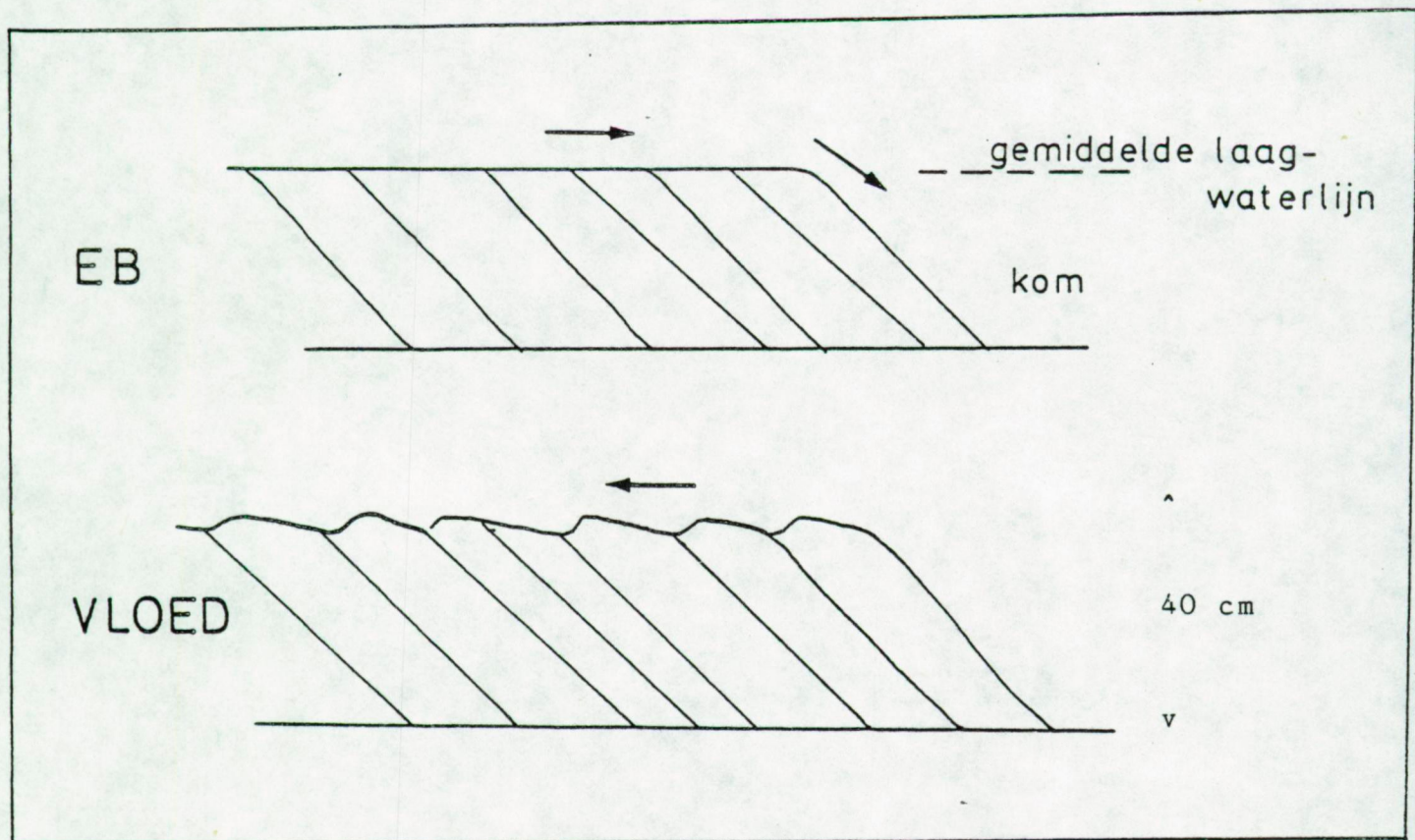
(uit VAN DEN BERG 1980)

#### BESCHOUWDE PARAMETERS BIJ DE STUDIE VAN DE SUBTIDALE MEGARIBBELS

- ontdubbelde klei of veengruis lamellen
- dikte van de bundels en maximale hoogte van de ribbelstructuur
- maximale helling van de foresets en de aard van hellingsverandering
- kenmerken van het basisoppervlak (helling)
- breedte van de bottomsets
- inwendige erosie en helling van lawinestructuren
- aantal bundels tussen twee zones met minimale dikte
- absolute hoogte van de structuur en positie ten opzichte van de hoogwaterindicatoren
- dominante stroomrichting afgeleid uit de hellingsrichting van de foresets.

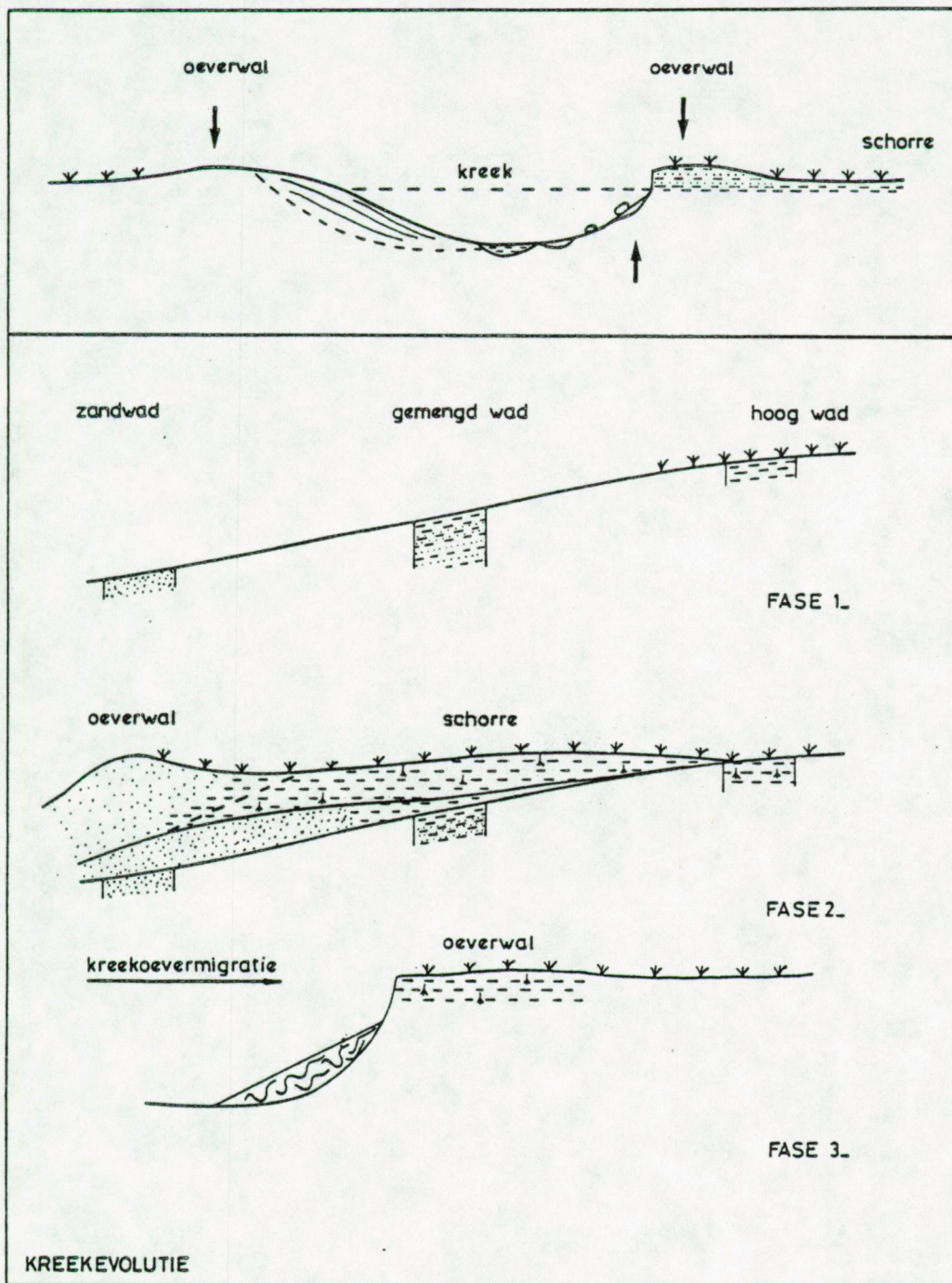
FIGUUR III.1. Microsequentie megaribbel, algemene kenmerken





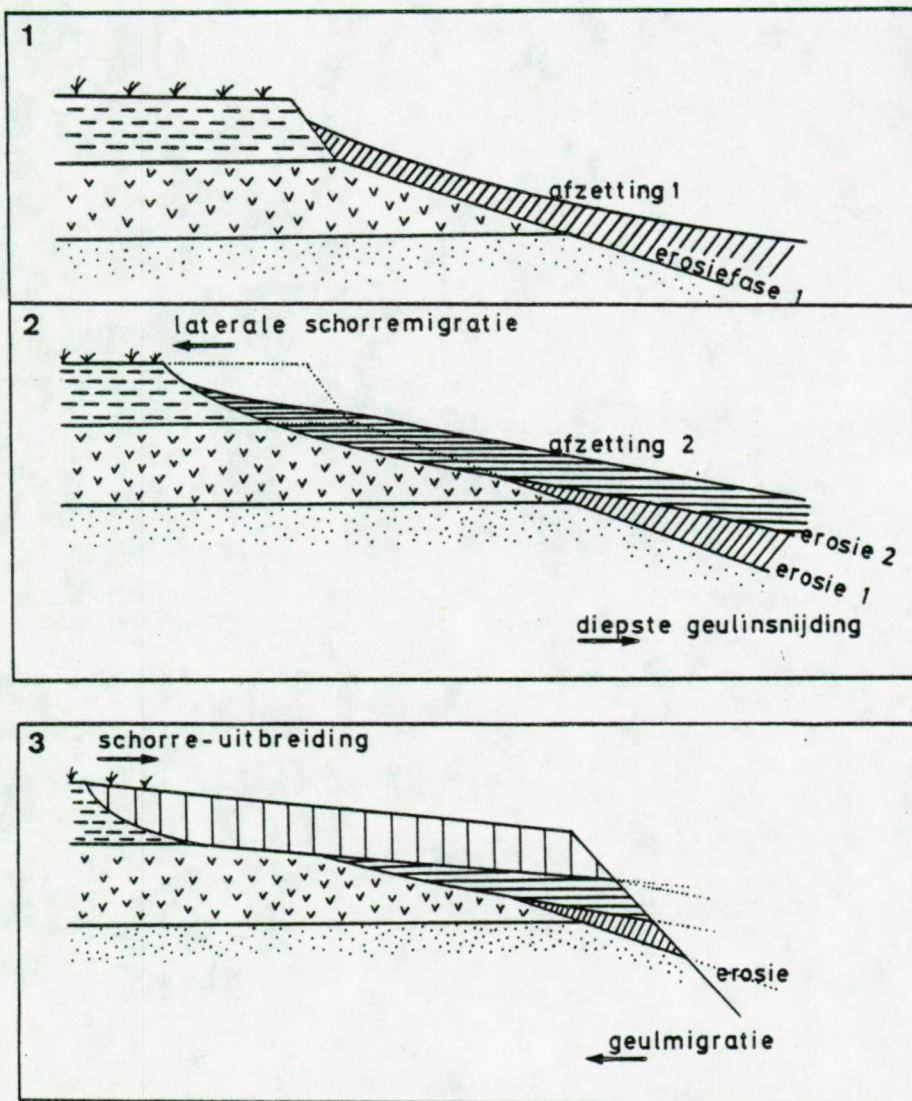
FIGUUR III. 2. Micro-sequentie: microdelta





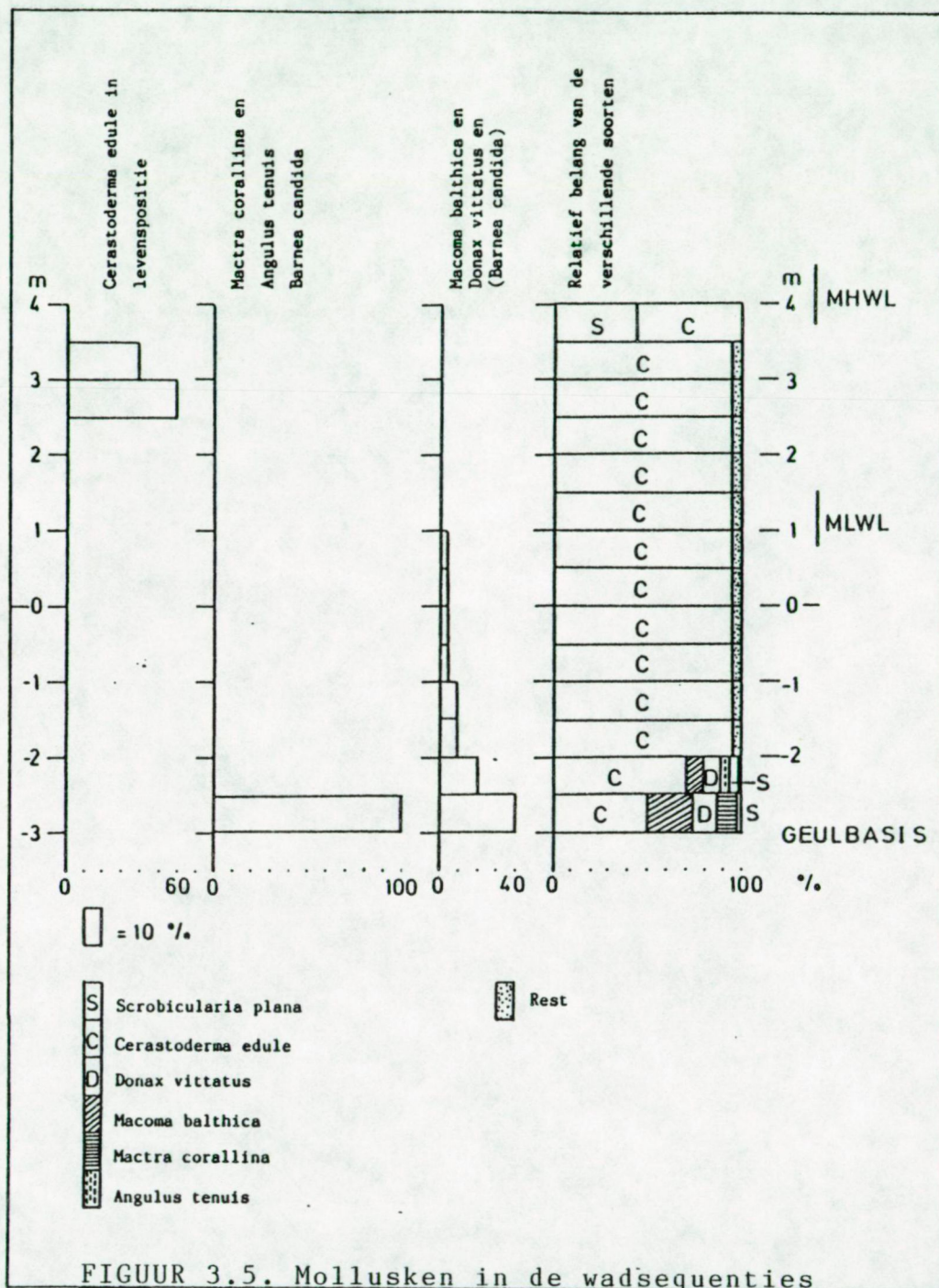
FIGUUR III.3. Kreek-evolutie



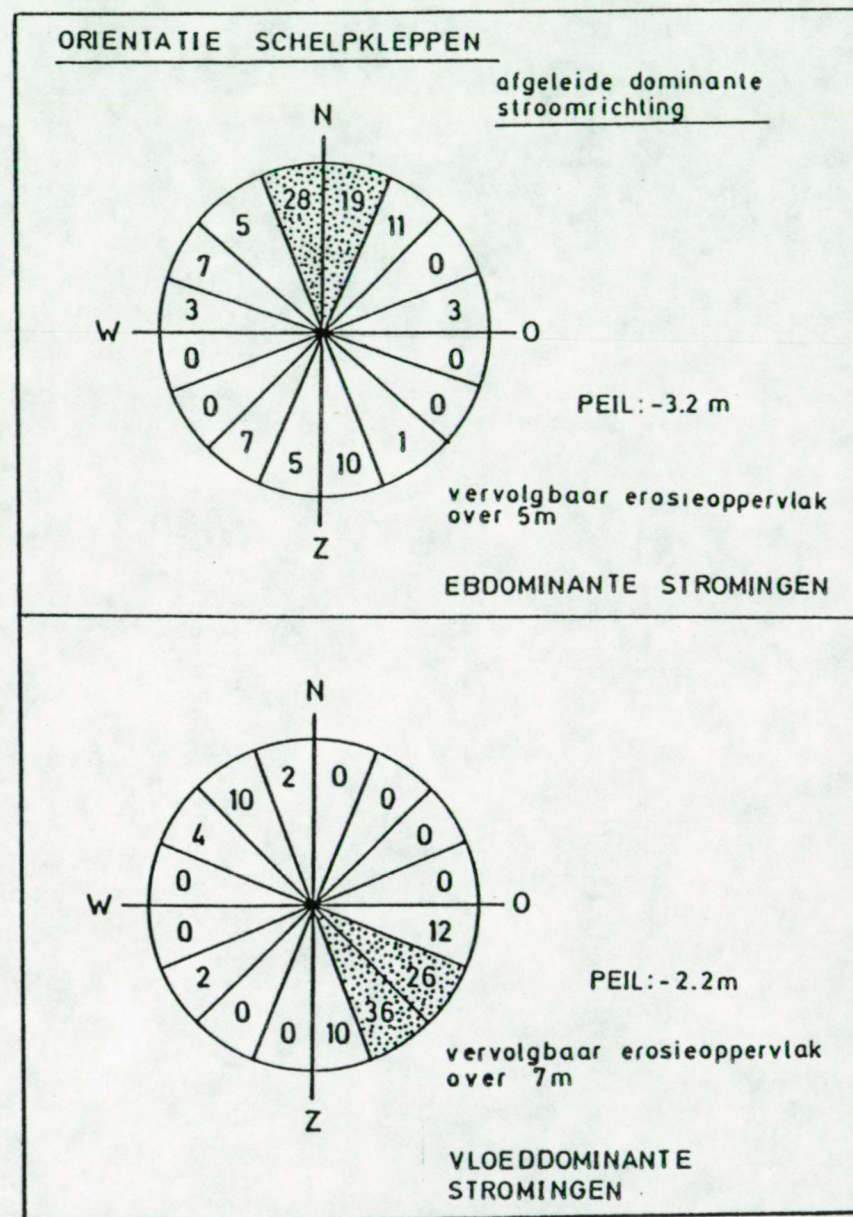


FIGUUR III.4. kreek- en geulrandverschijnselen





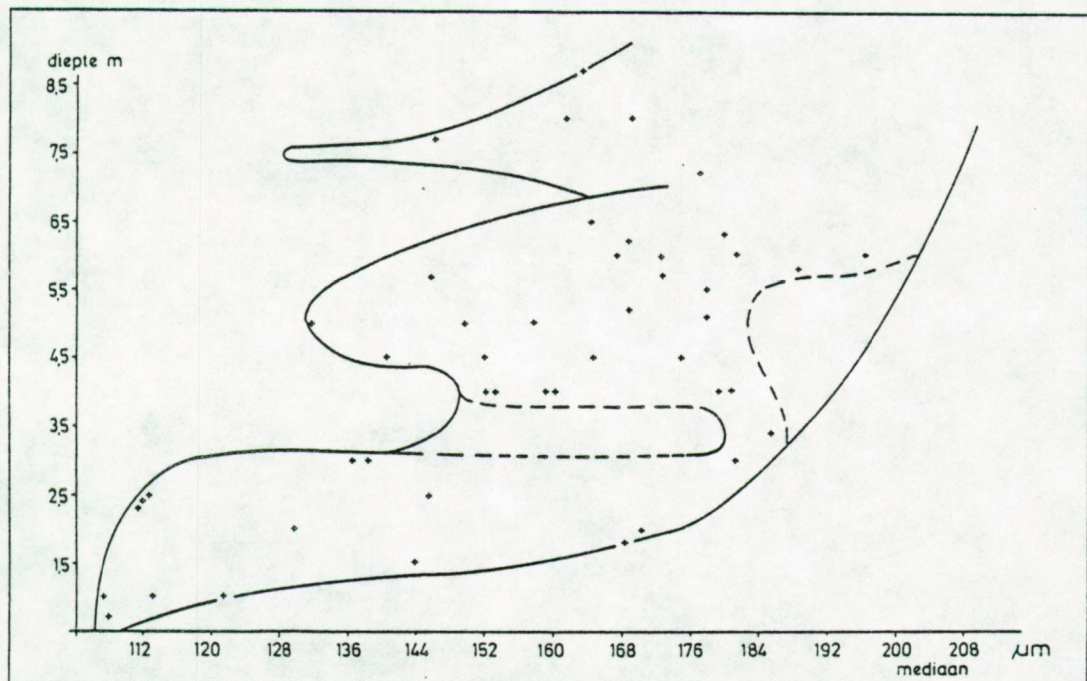
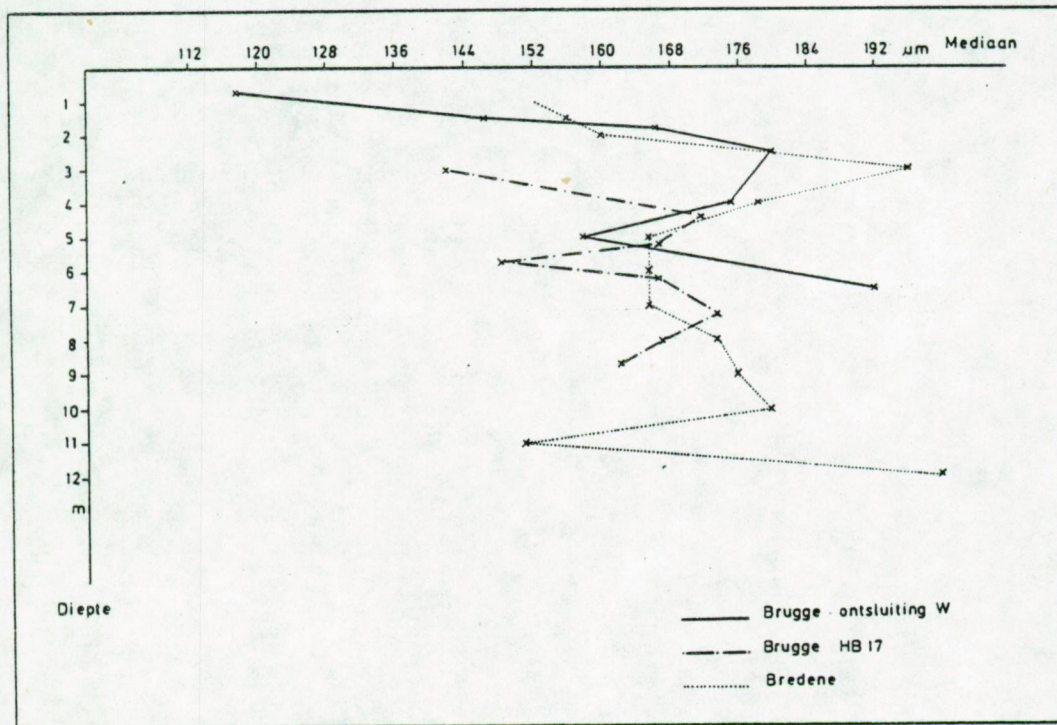
**FIGUUR III.8.**





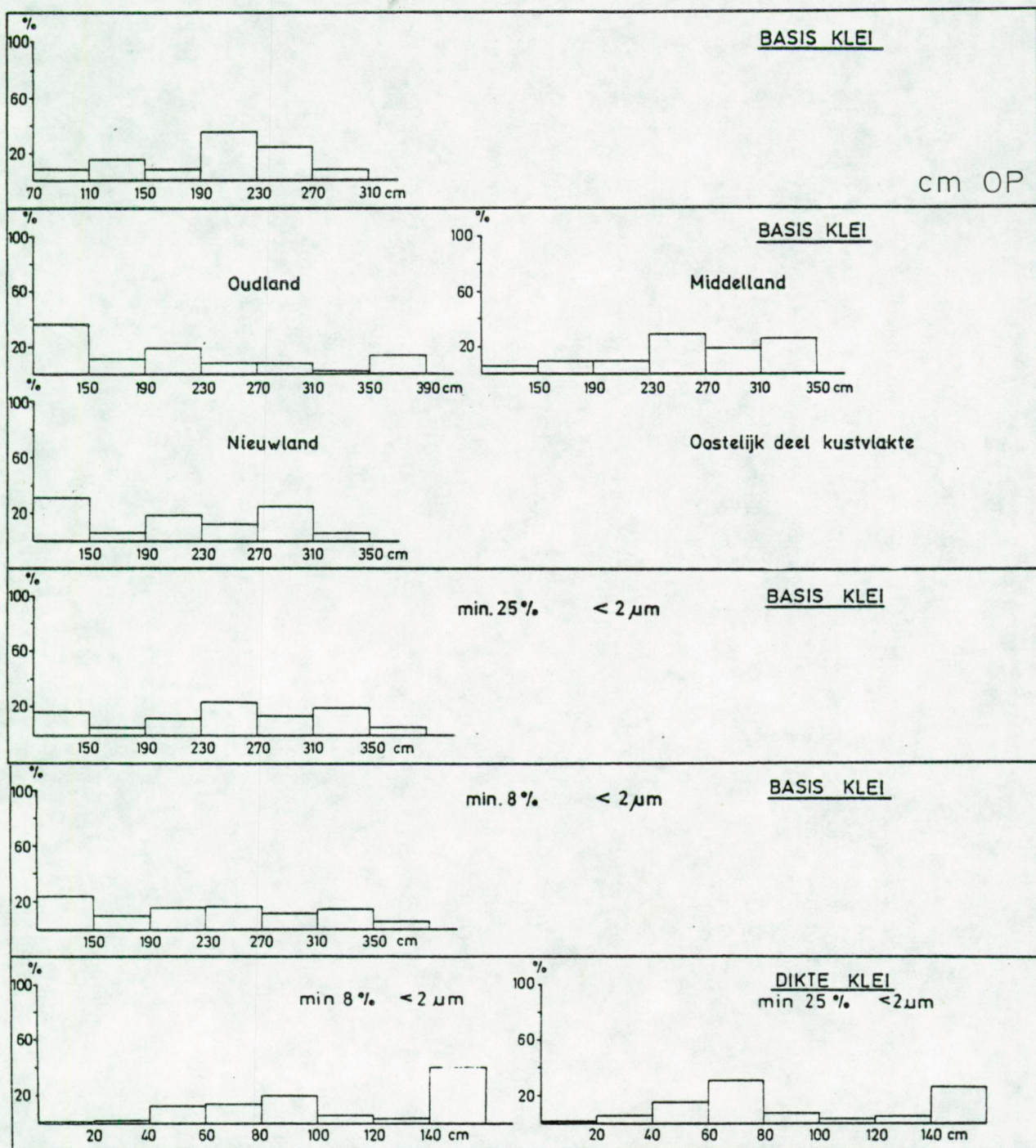
FIGUUR III.6. Granulometrische profielen in wad-  
sequenties.

Mediaan tegenover de diepte



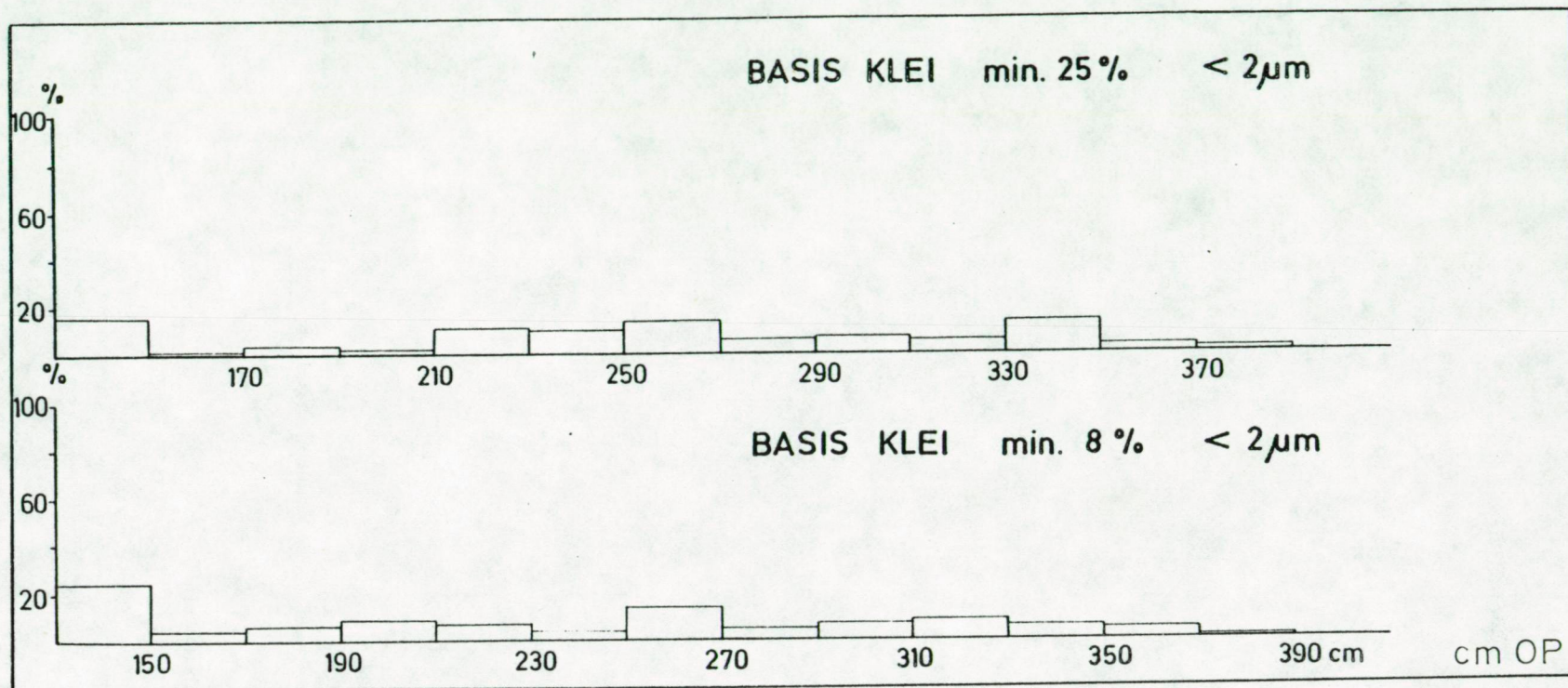
FIGUUR III.7. Granulometrische veranderingen met  
toenemende diepte in wadsequenties





FIGUUR IV.1. Frequentie-diagrammen van de basis van de klei en van de dikte van de kleibedekking van de bovenste klastische eenheid

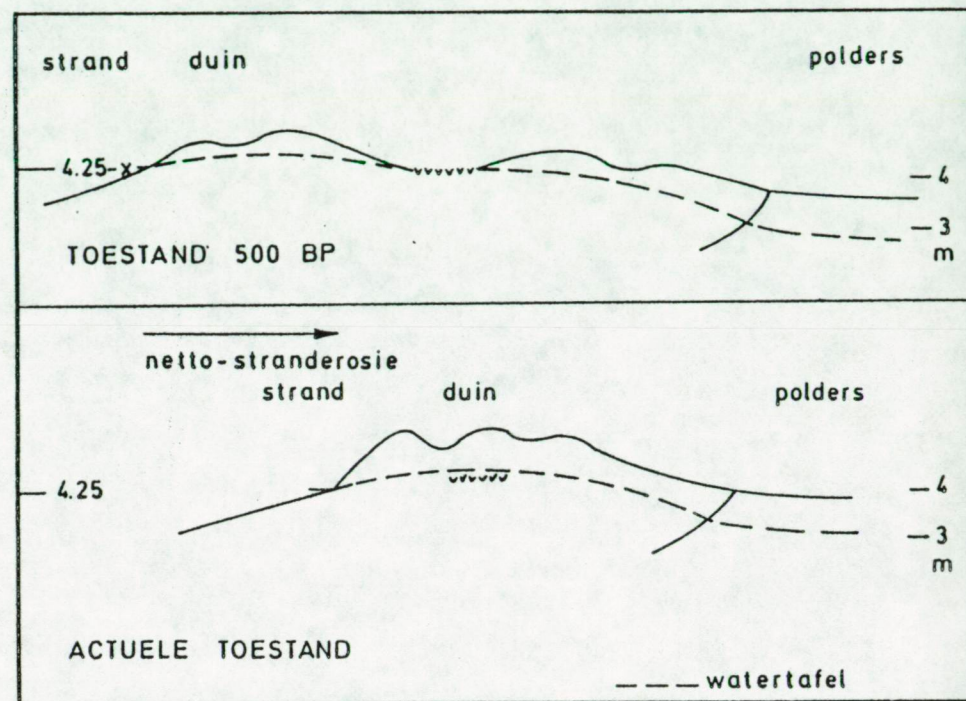
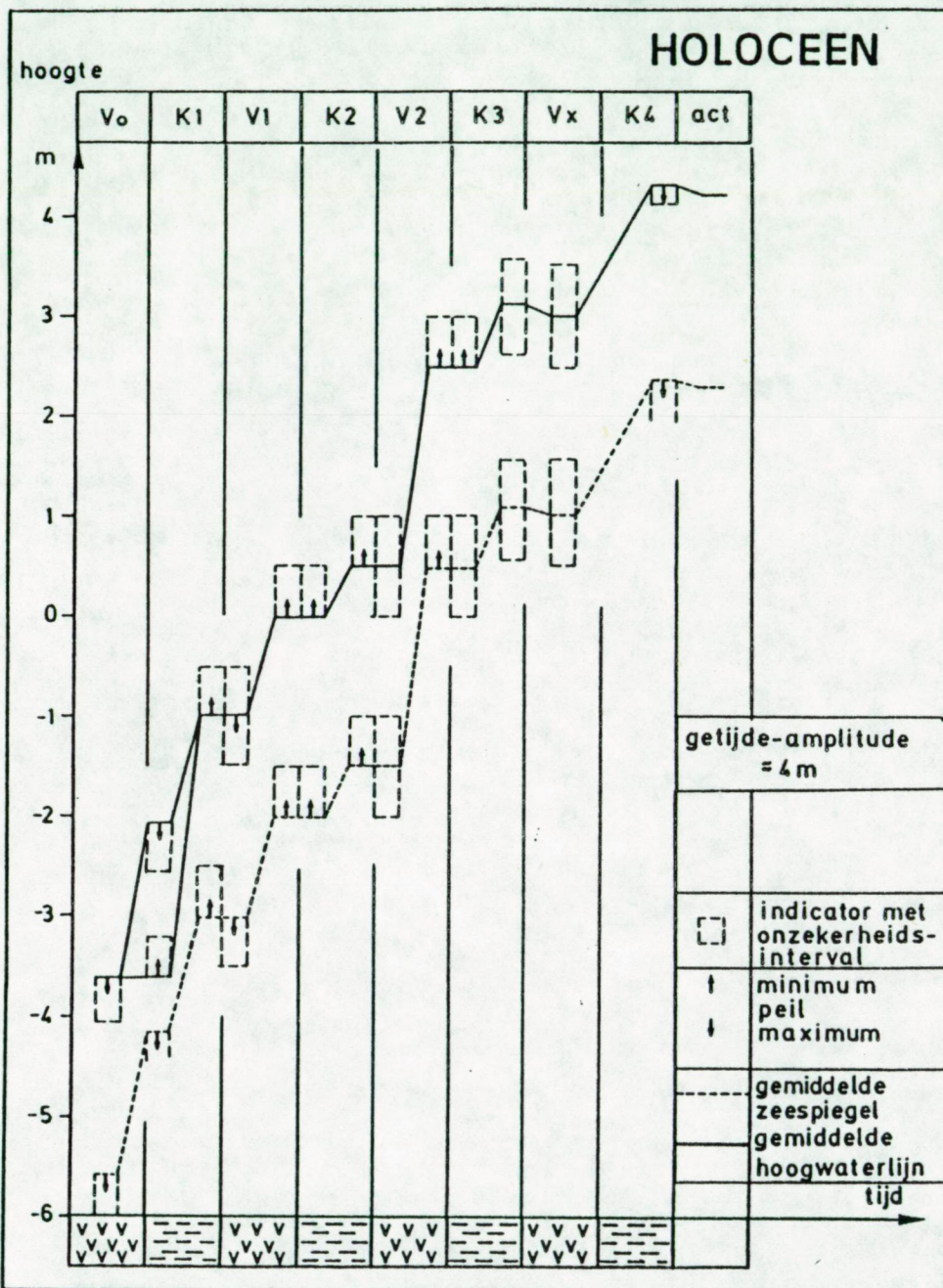




FIGUUR IV.1. Vervolg.

De dikte-intervallen die hier worden beschouwd bedragen 20 cm in plaats van 40 cm





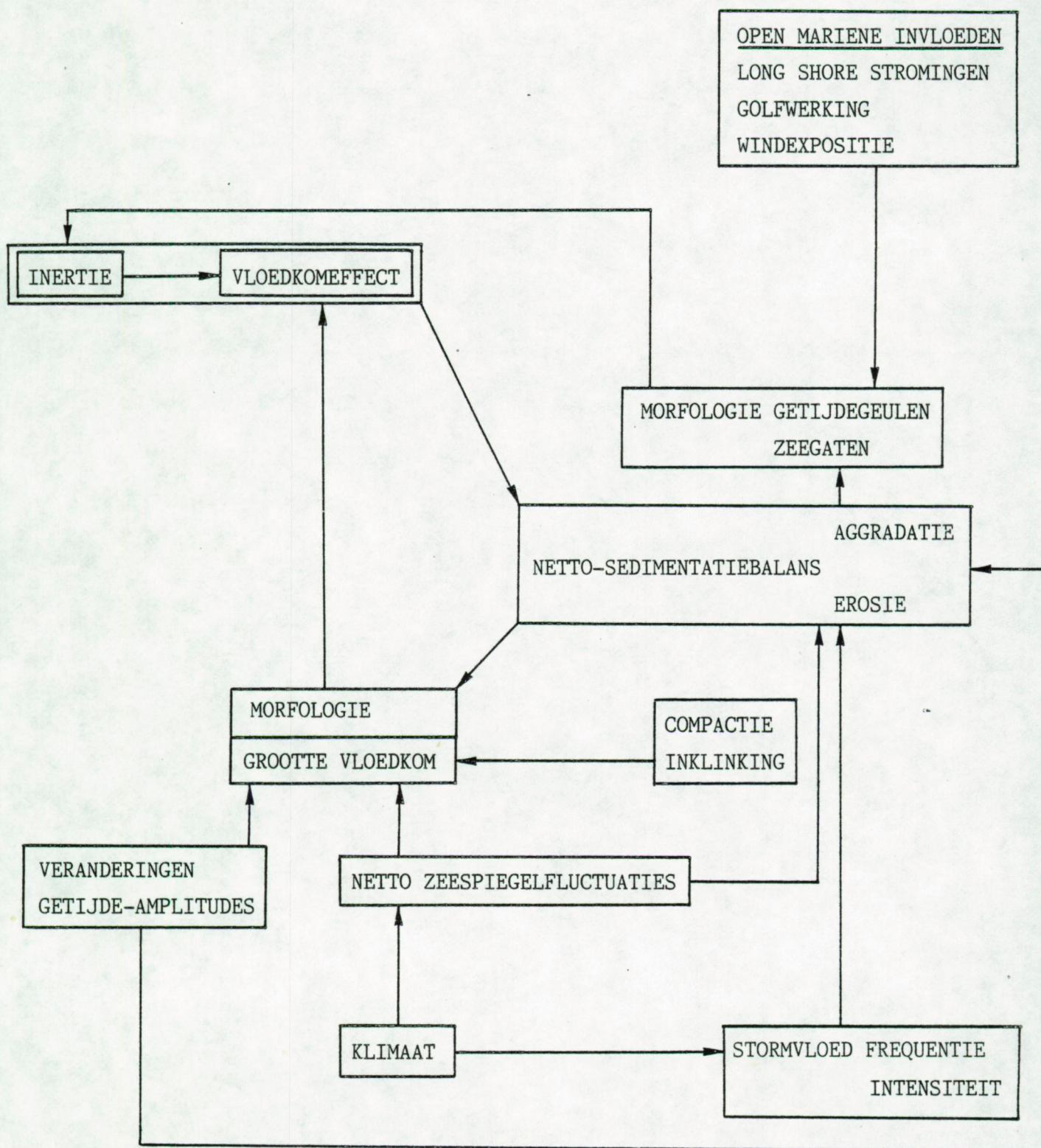
**FIGUUR IV.3.** Evolutie van de watertafel in de duinen bij landwaartse verschuiving van de strandlijn

**FIGUUR IV.2.** Zeespiegelveranderingen gedurende het Holoceen op basis van de sedimentsequenties uit het Oostelijk deel van de Kustvlakte en volgens een relatieve tijdsschaal.





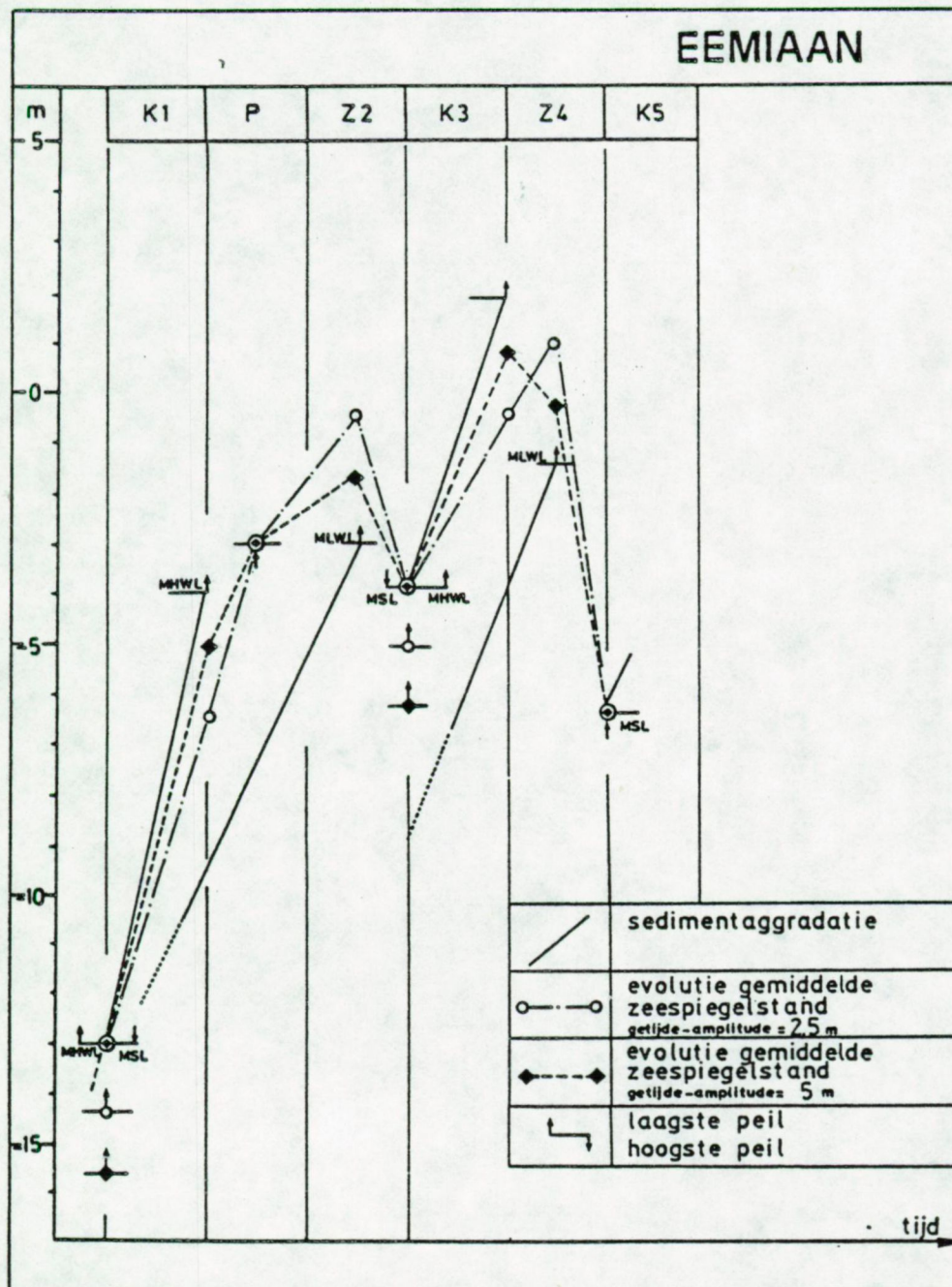




FIGUUR IV.5. Trans- en regressies.

Effecten die de lokale gemiddelde hoogwaterlijn  
beïnvloeden

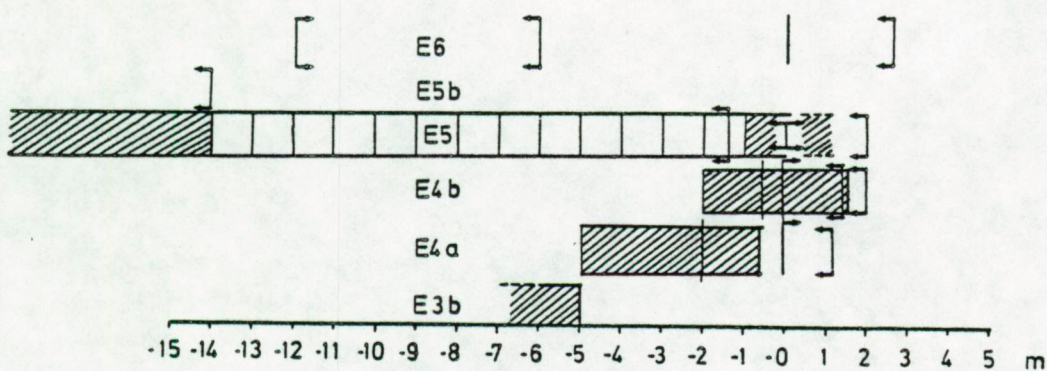




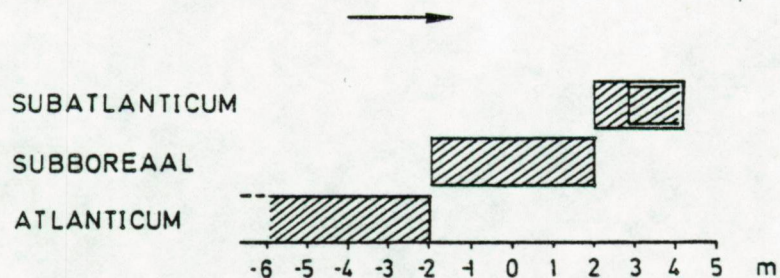
FIGUUR IV.6. Zeespiegelveranderingen in het Eemiaan.



## EEMIAAN



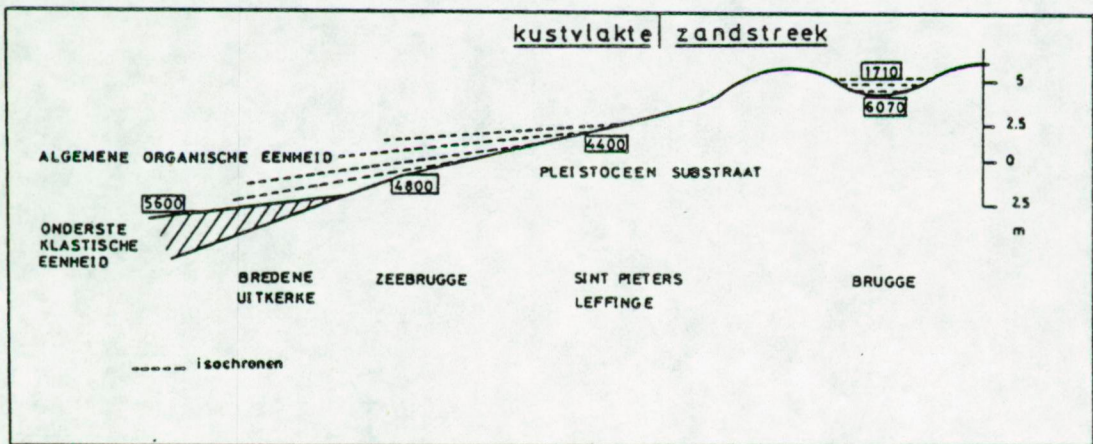
## HOLOCEEN



- | hoogwaterlijnindicator
- ↔ indicator ligt boven, resp onder de hoogwaterlijn
- ▨ hoogte-interval met getuigesedimenten
- ▩ hoogte-interval waar getuigesedimenten met gegevens over de pollen-inhoud ontbreken
- evolutie waargenomen in Bredene
- evolutie waargenomen te Brugge

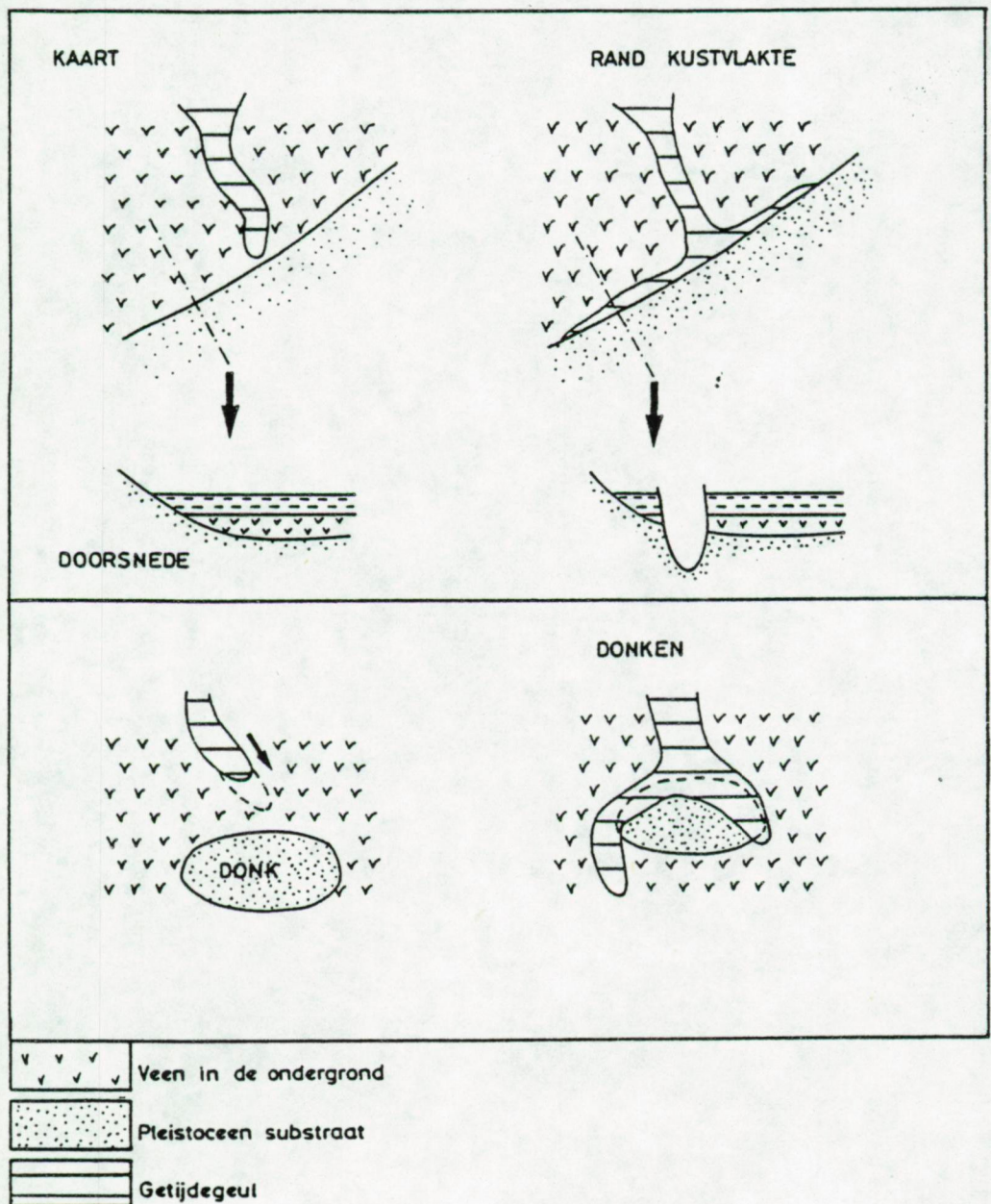
FIGUUR IV.7. Zeespiegelreconstructie op basis van relatieve dateringen met pollenanalyses



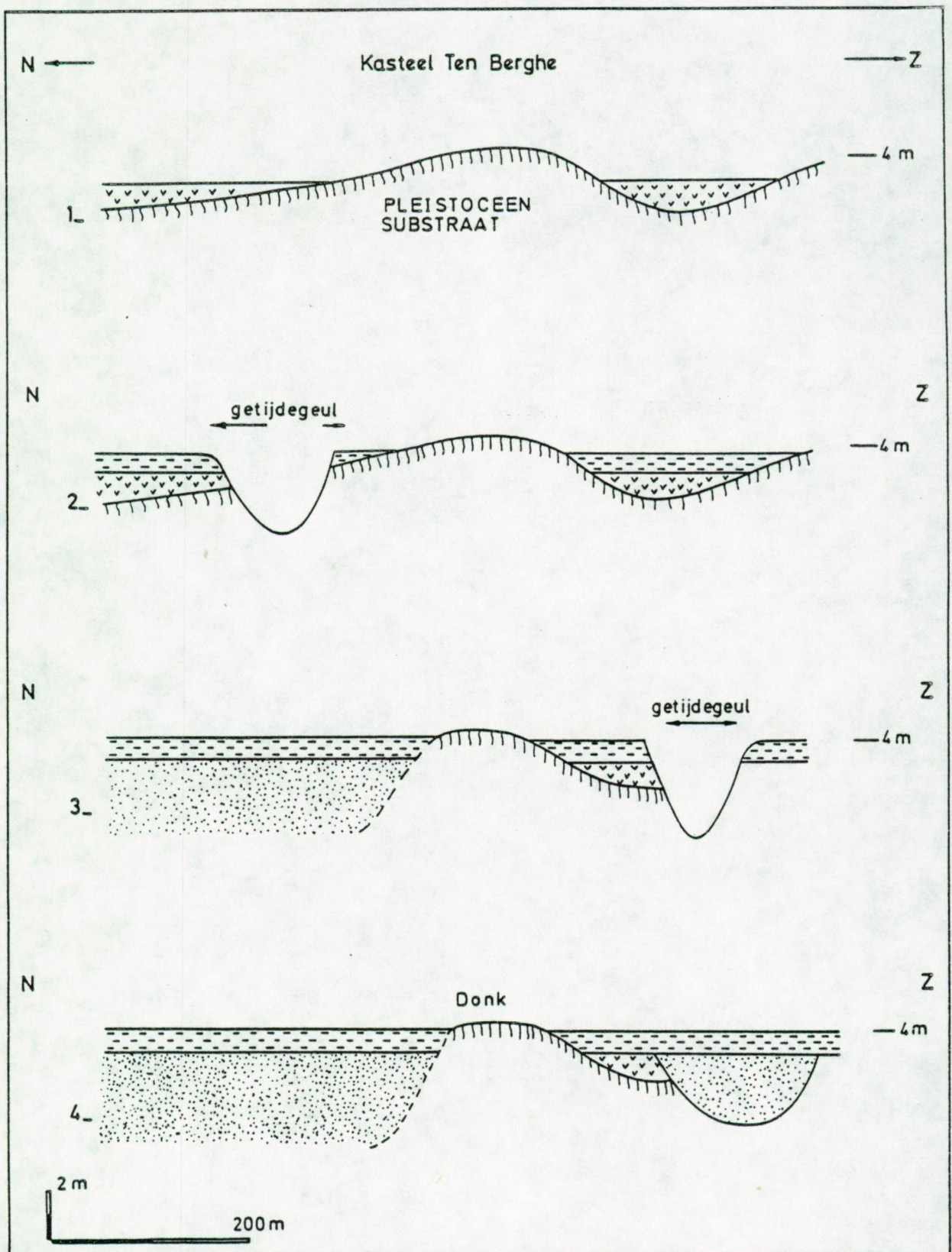


**FIGUUR V.1.** Dateringen van de basis van de algemene organische eenheid

**FIGUUR V.2.** Invloed van Pleistocene donken op de geulen



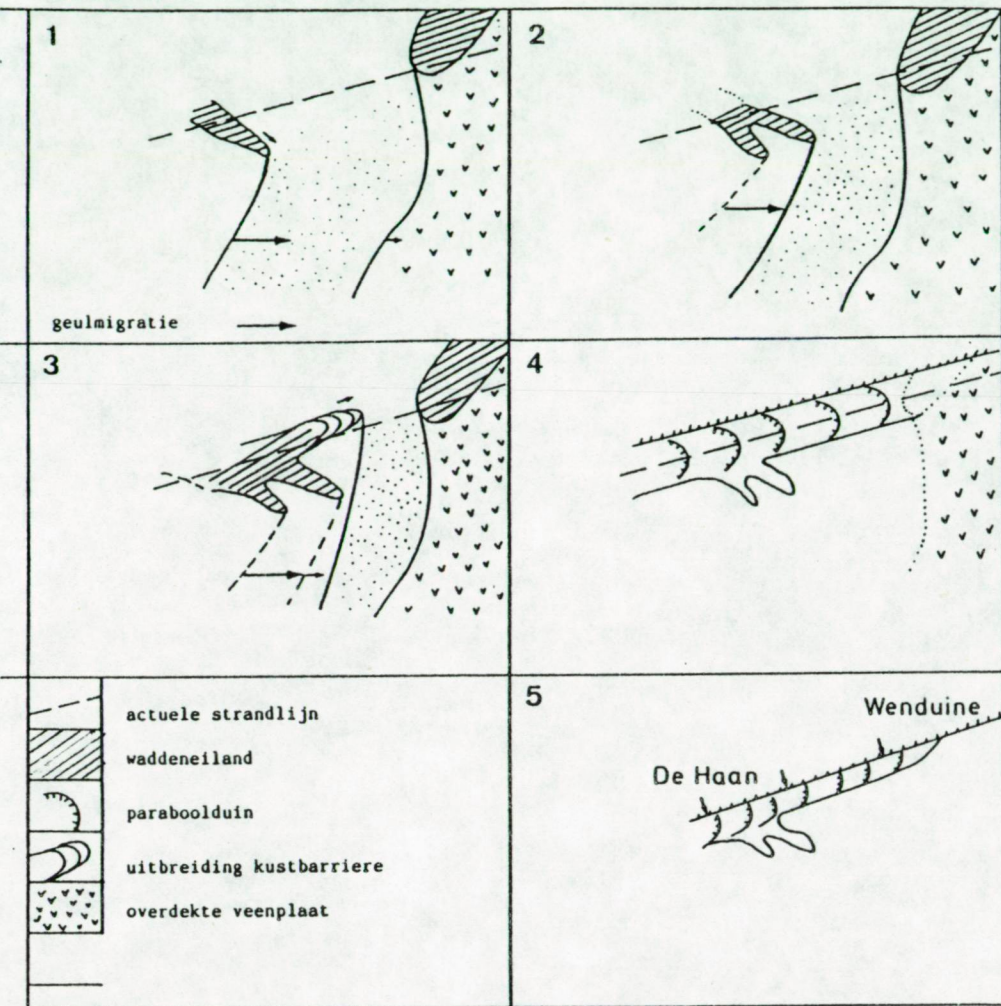




**FIGUUR V.3.** De invloed van Pleistocene donken op de geul-  
uitbreiding ter hoogte van Kasteel ten Berghe  
evolutie

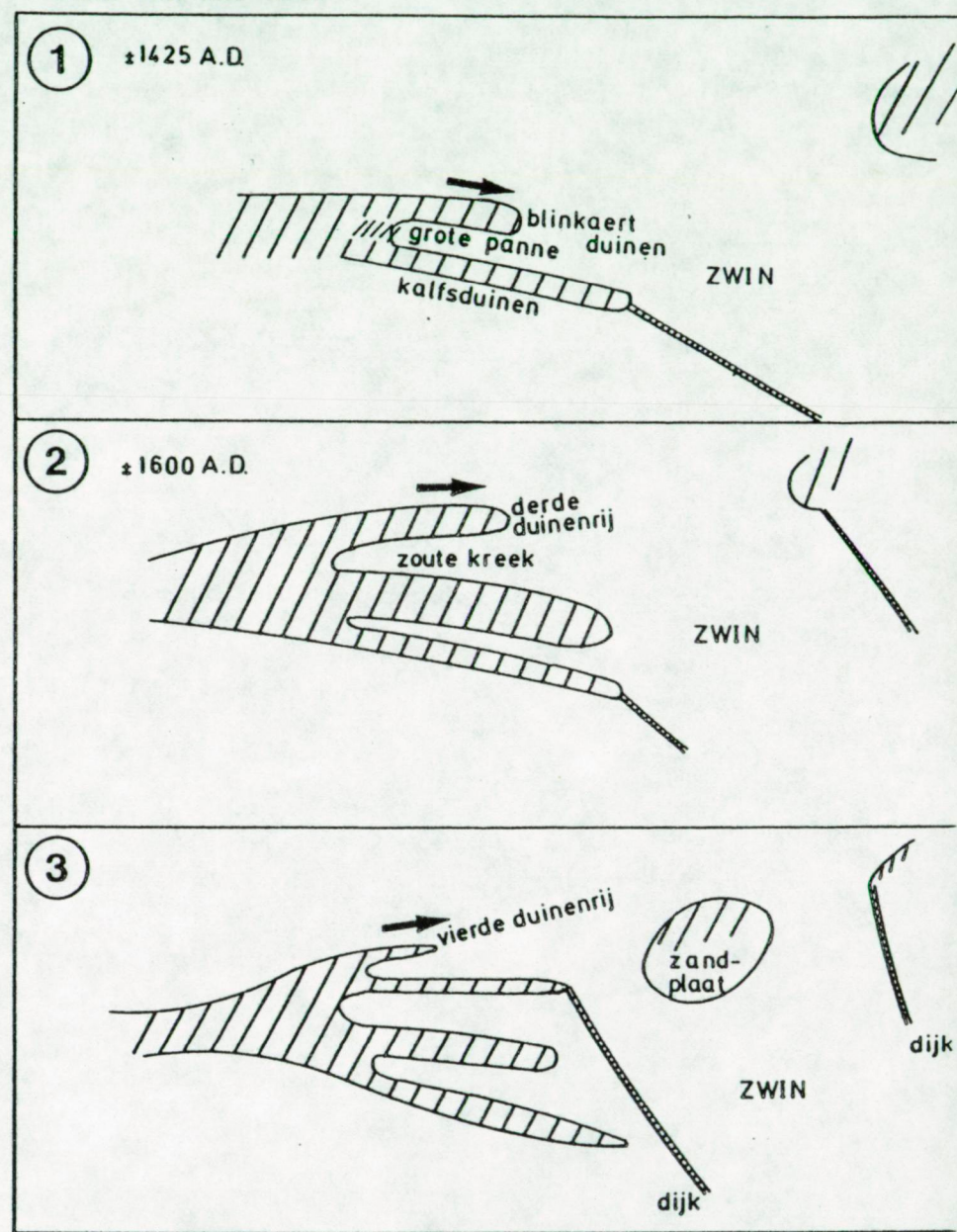


# GEUL VAN STALHILLE



FIGUUR VI.1-2. Evolutie van de zeegaten van de geul van Stalhille en die van het Zwin

# GEUL VAN HET ZWIN

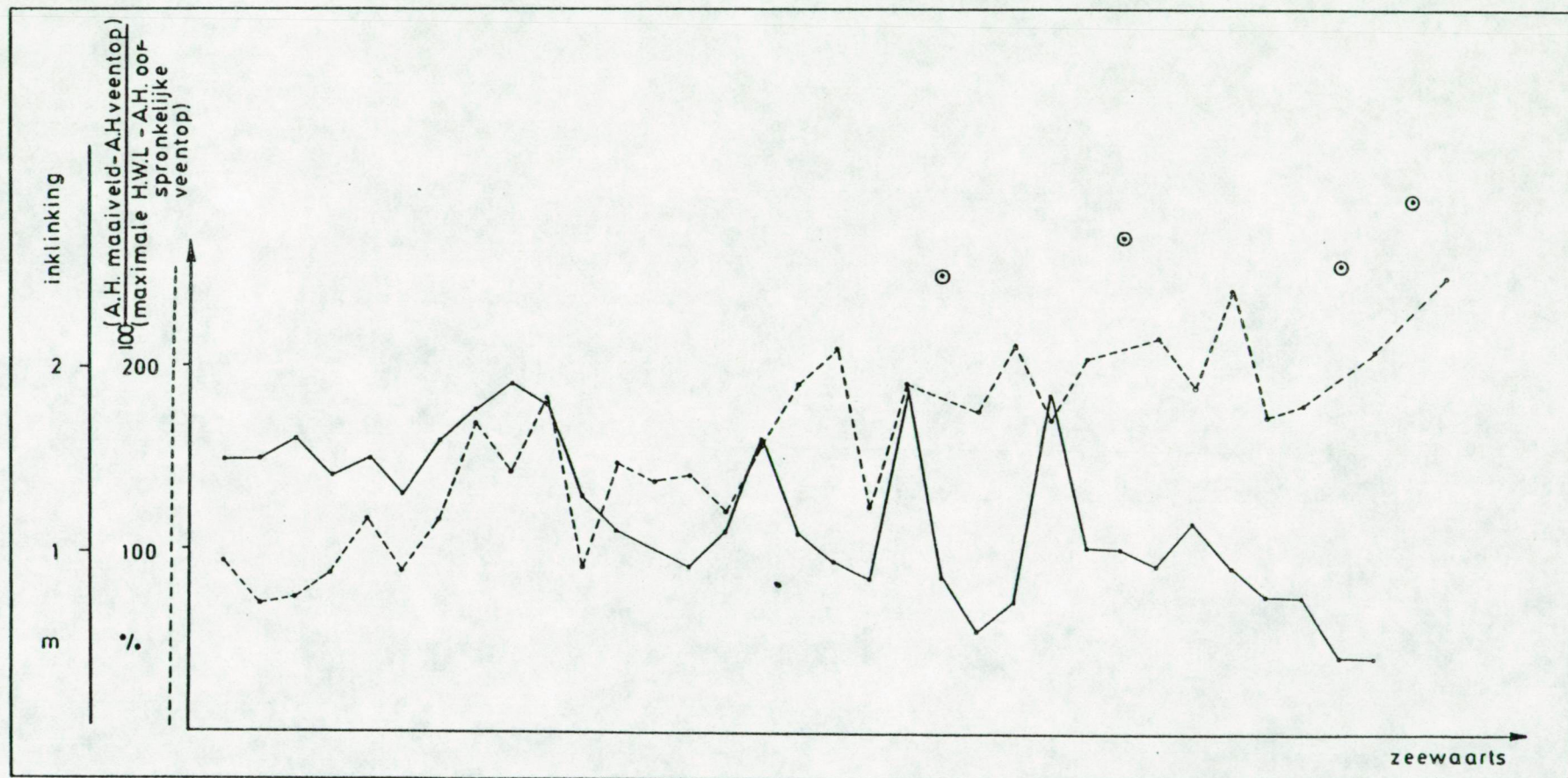


gebaseerd op CLAEYS et al. (1980)

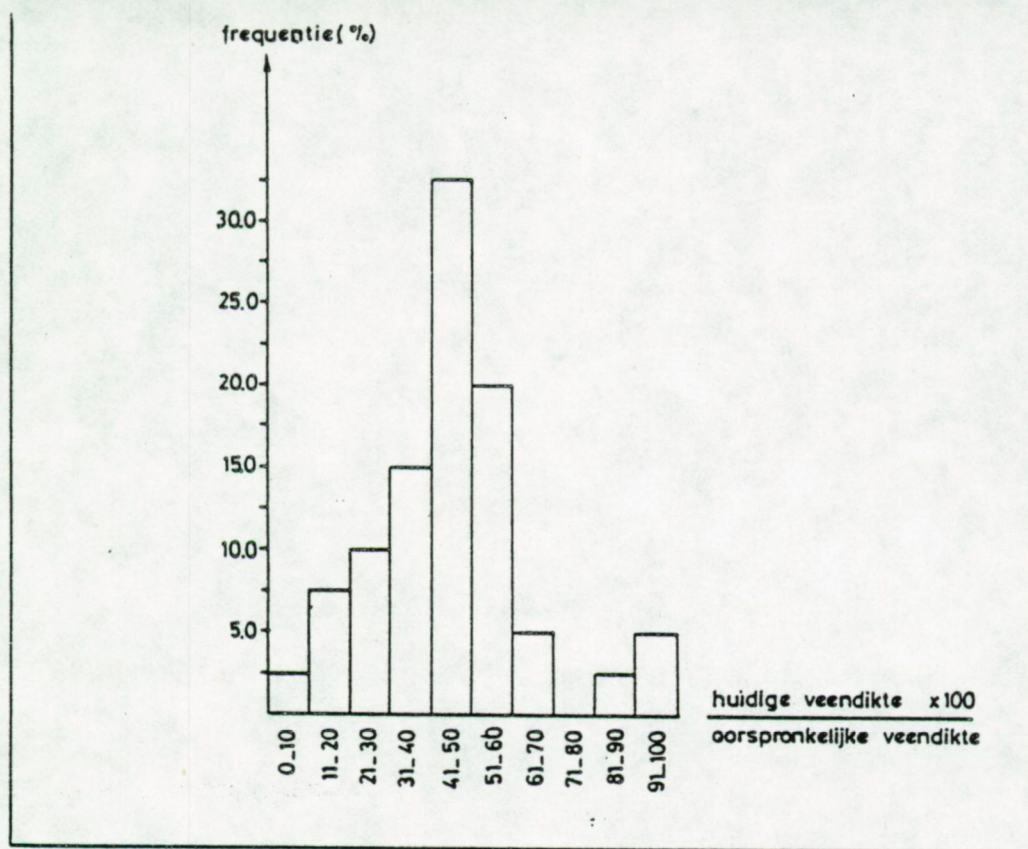


FIGUUR VI.3. Netto-inklinking in zeewaartse richting

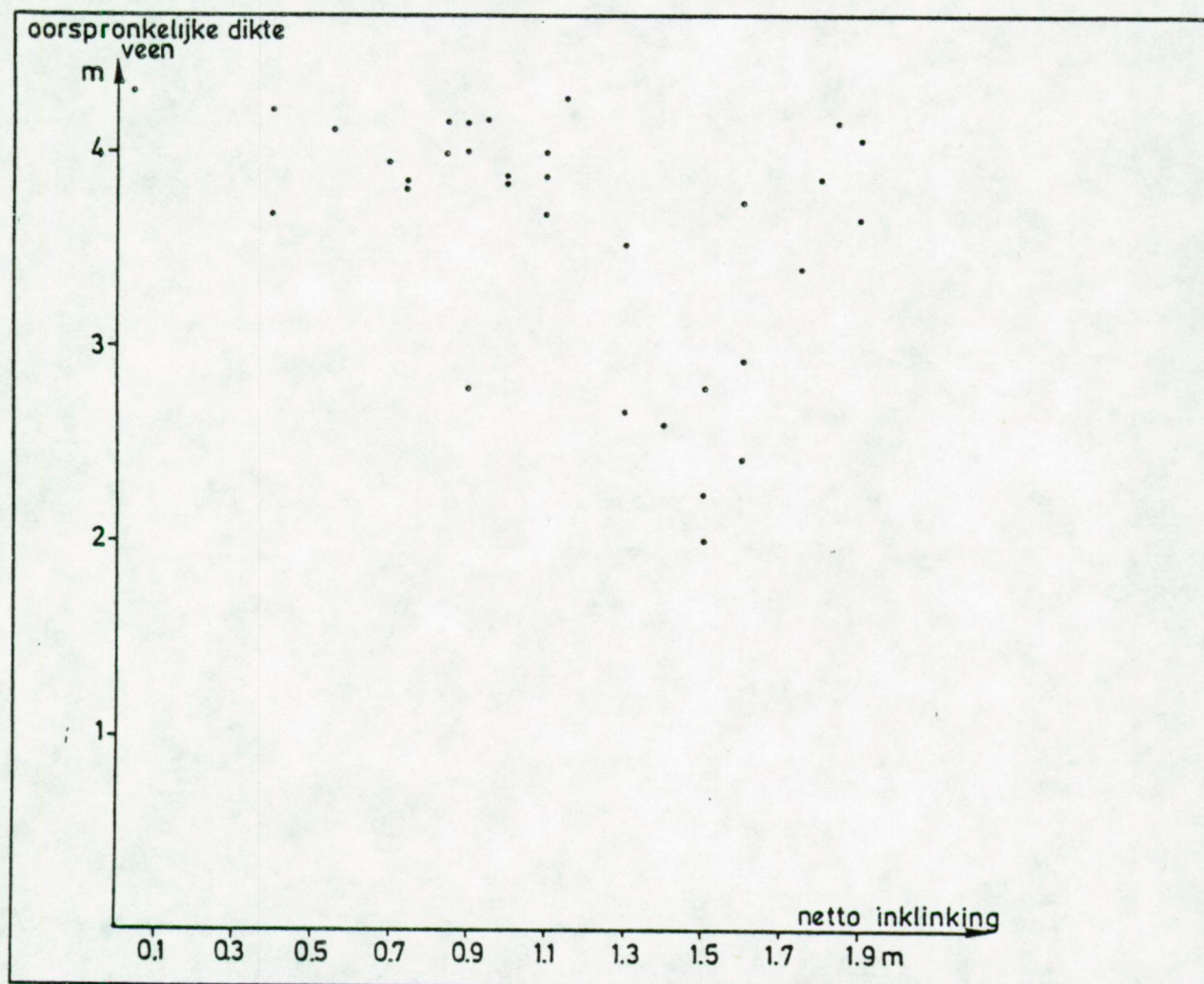
De procentuele verhouding van de actuele dikte van de bovenste klastische eenheid en de potentiële dikte als het veen niet gecompacteerd zou zijn.





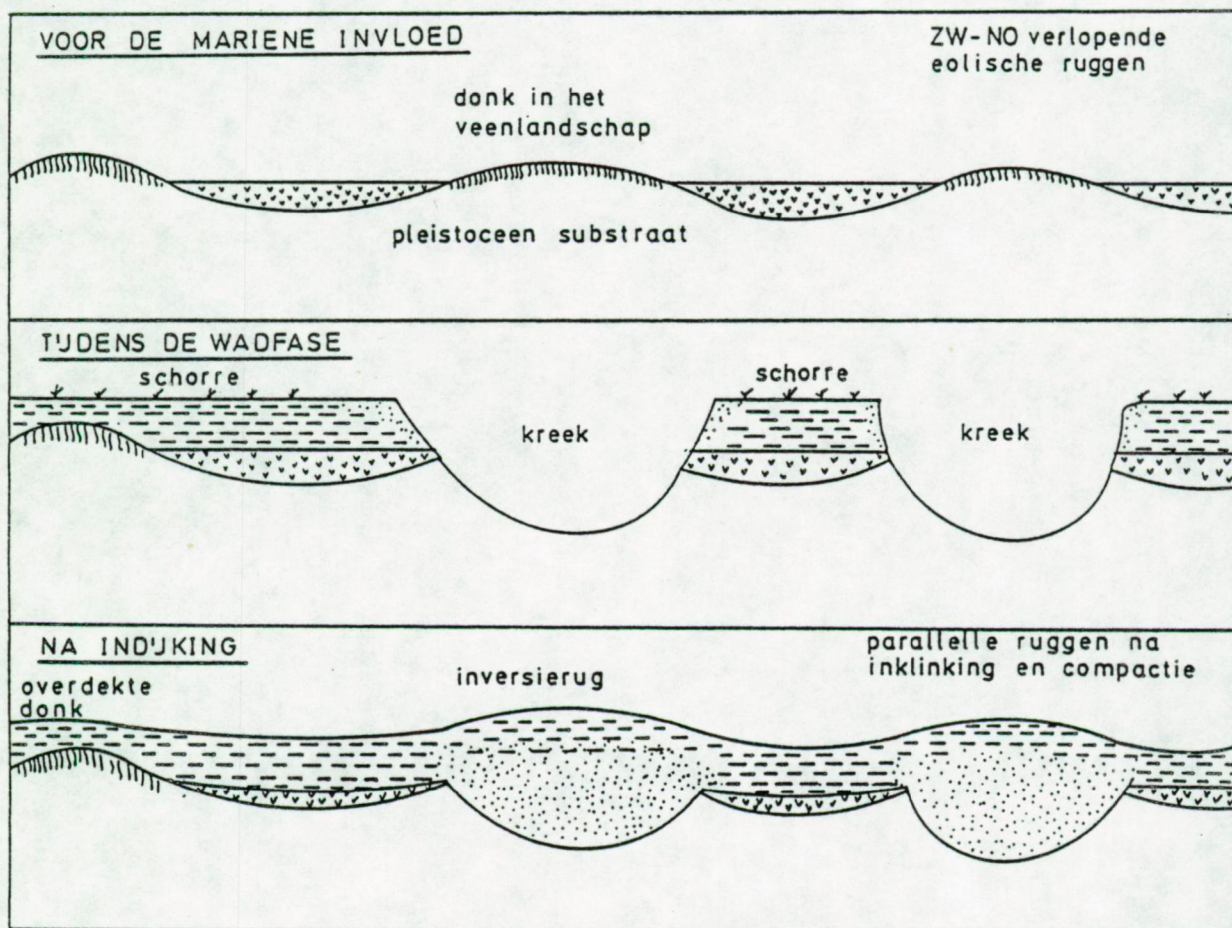


FIGUUR VI.4. De frequentie van inklinkingsverhoudingen in het profiel



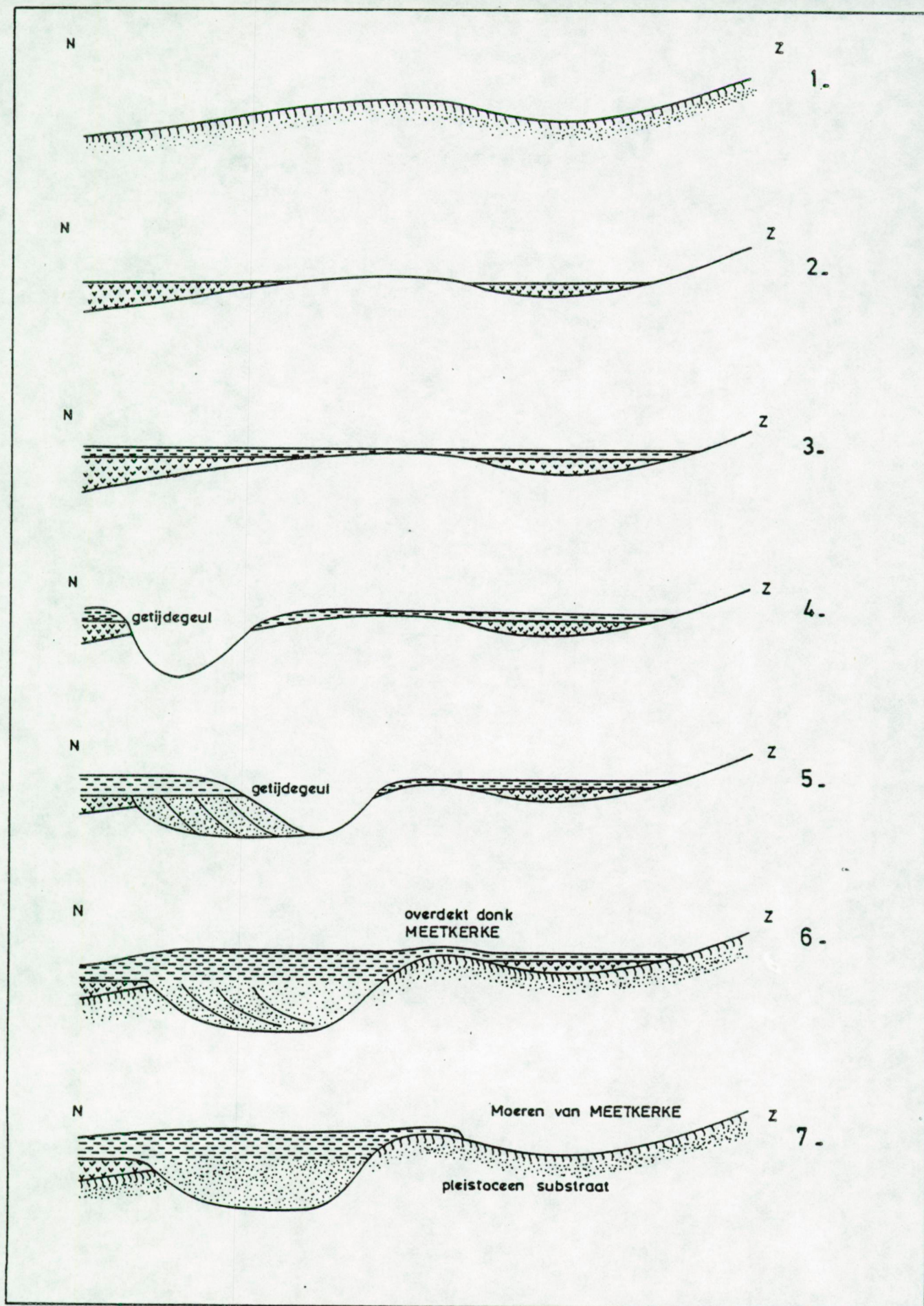
FIGUUR VI.5. Oorspronkelijke dikte van het veen tegenover de netto inklinking.





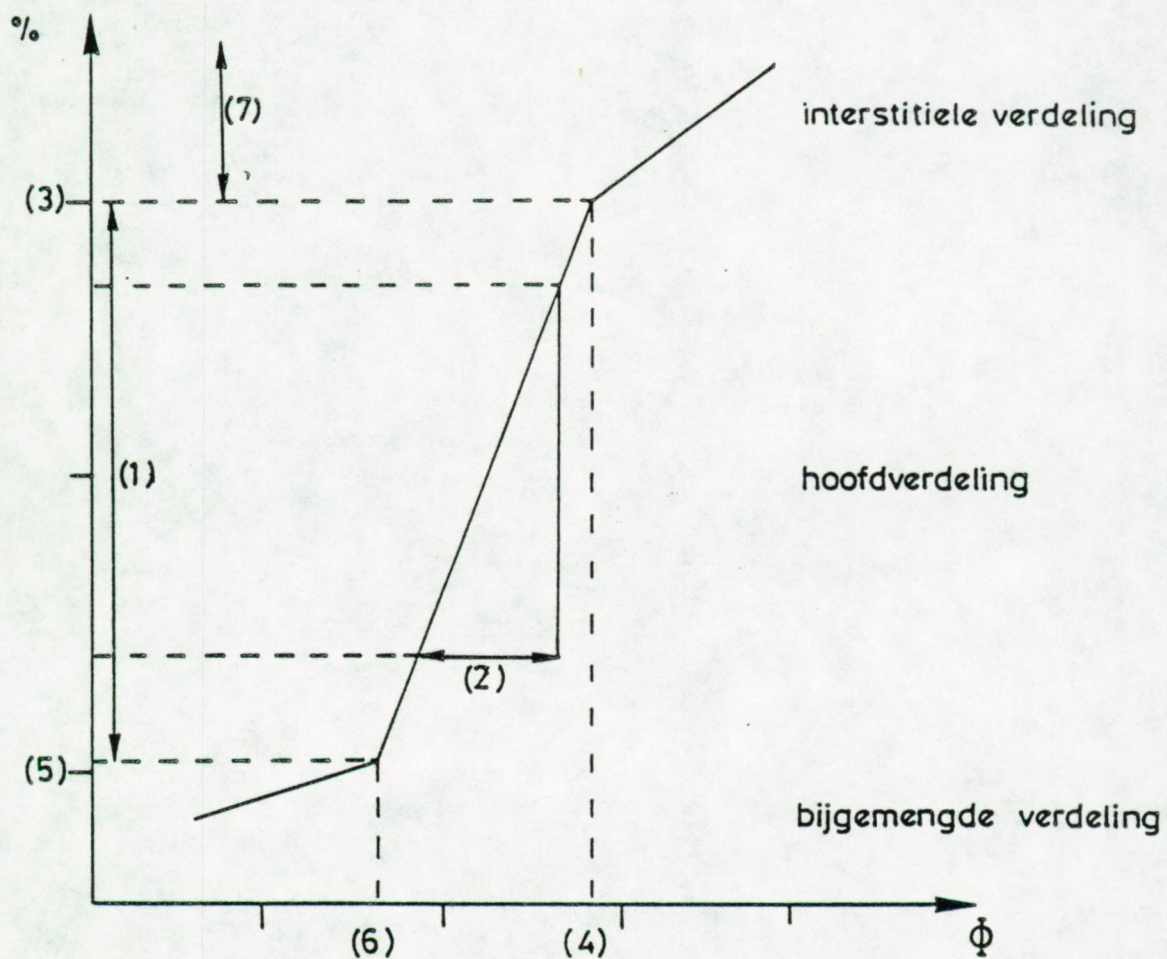
**FIGUUR VI.6.** Invloed van het ruggenpatroon in het Pleistoceen substraat op het kreenpatroon





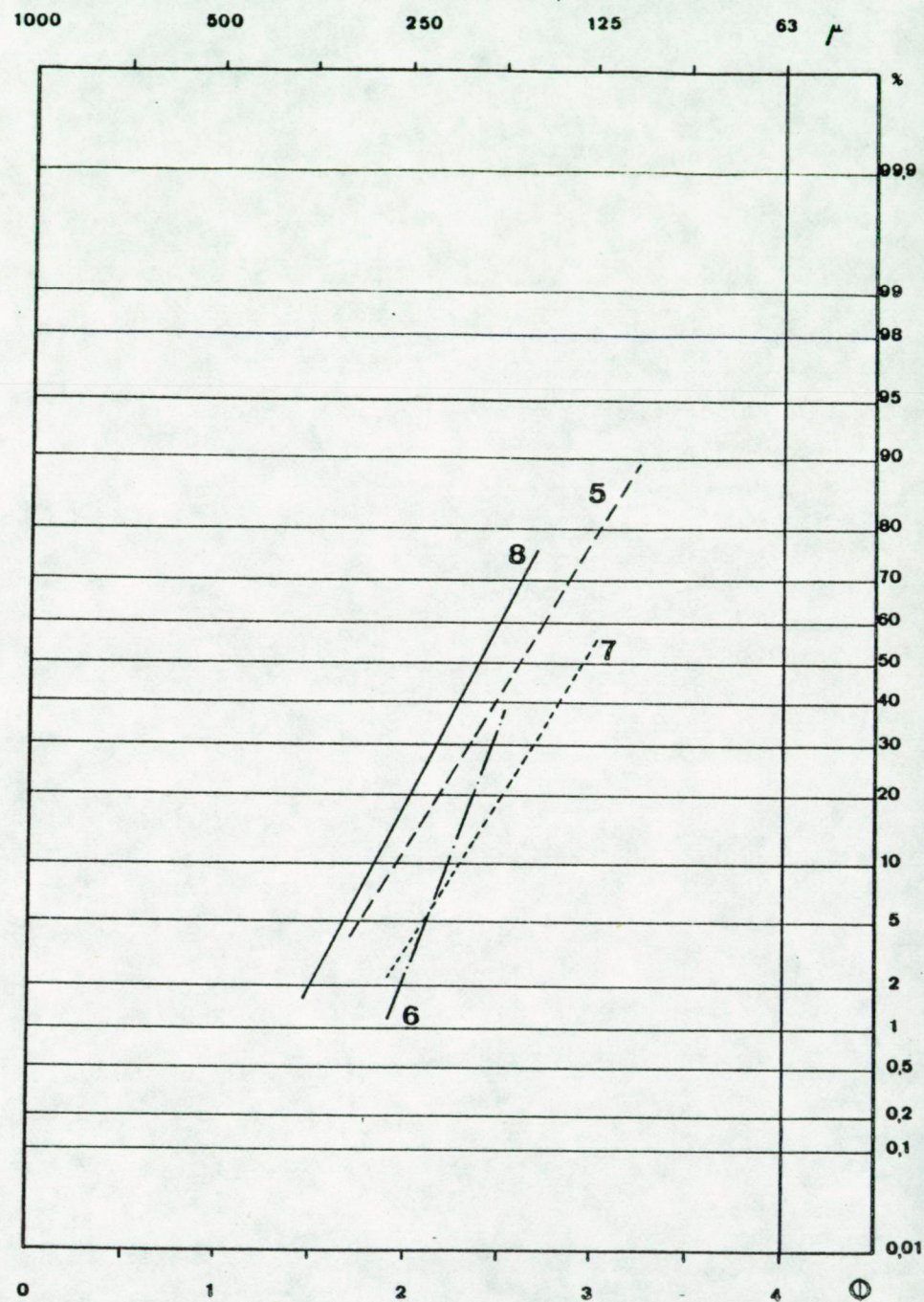
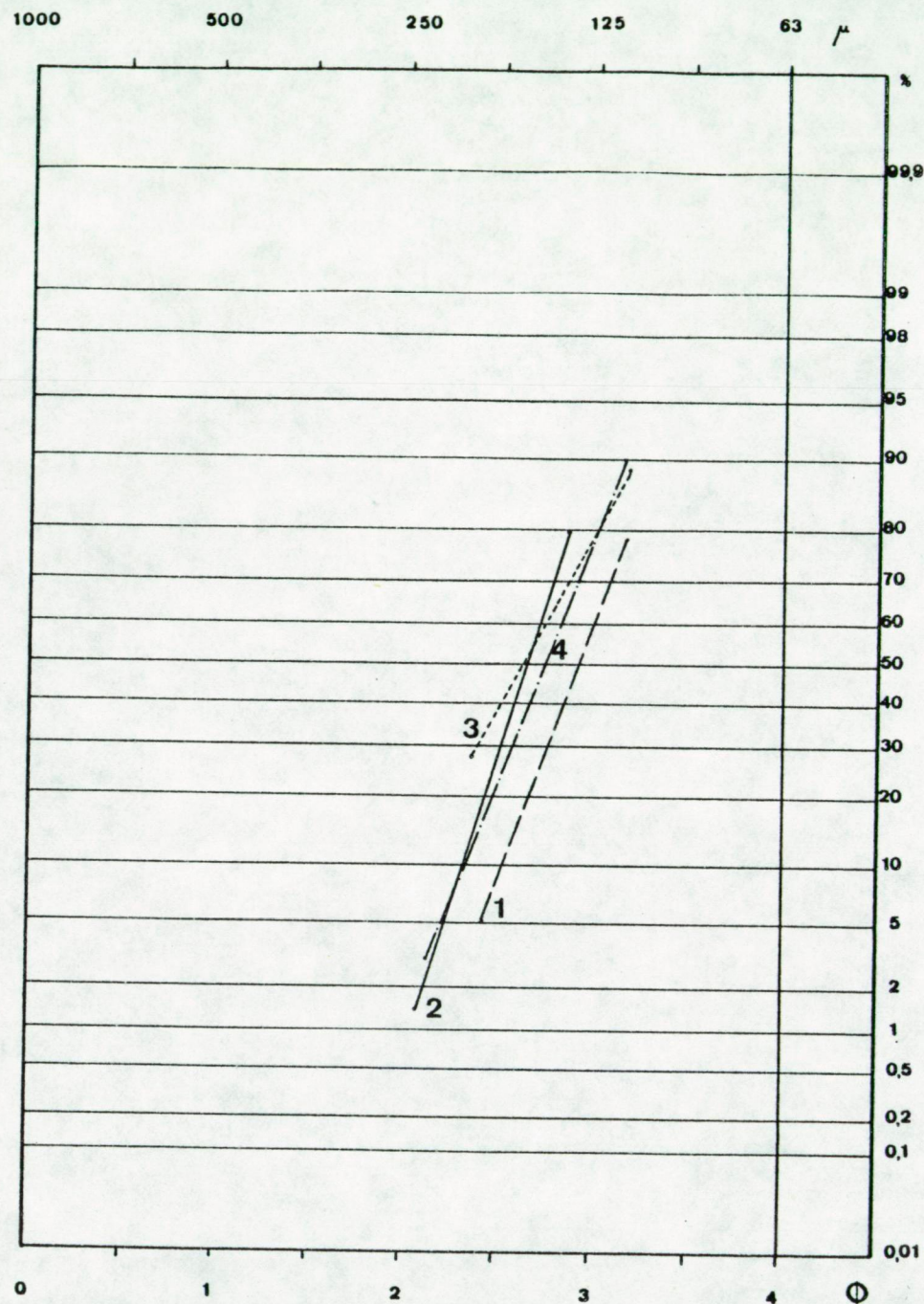
**FIGUUR VI.7.** Evolutie van de Moeren van Meetkerke.





FIGUUR VIII.1. Algemene indeling van de granulometrische curve.  
 Uitgekozen parameters voor de studie van de hoofdverdeling (clusteranalyse 1)

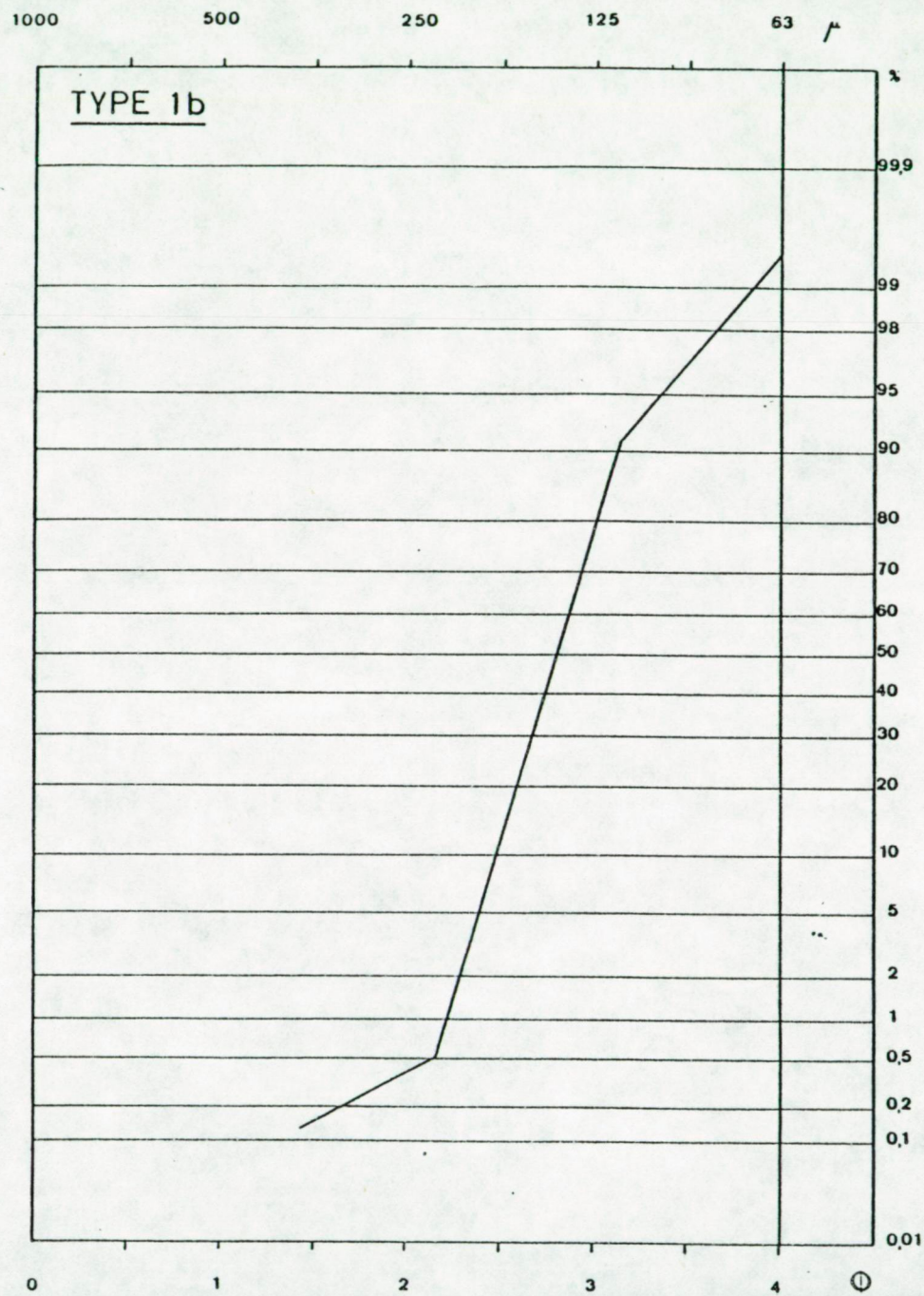




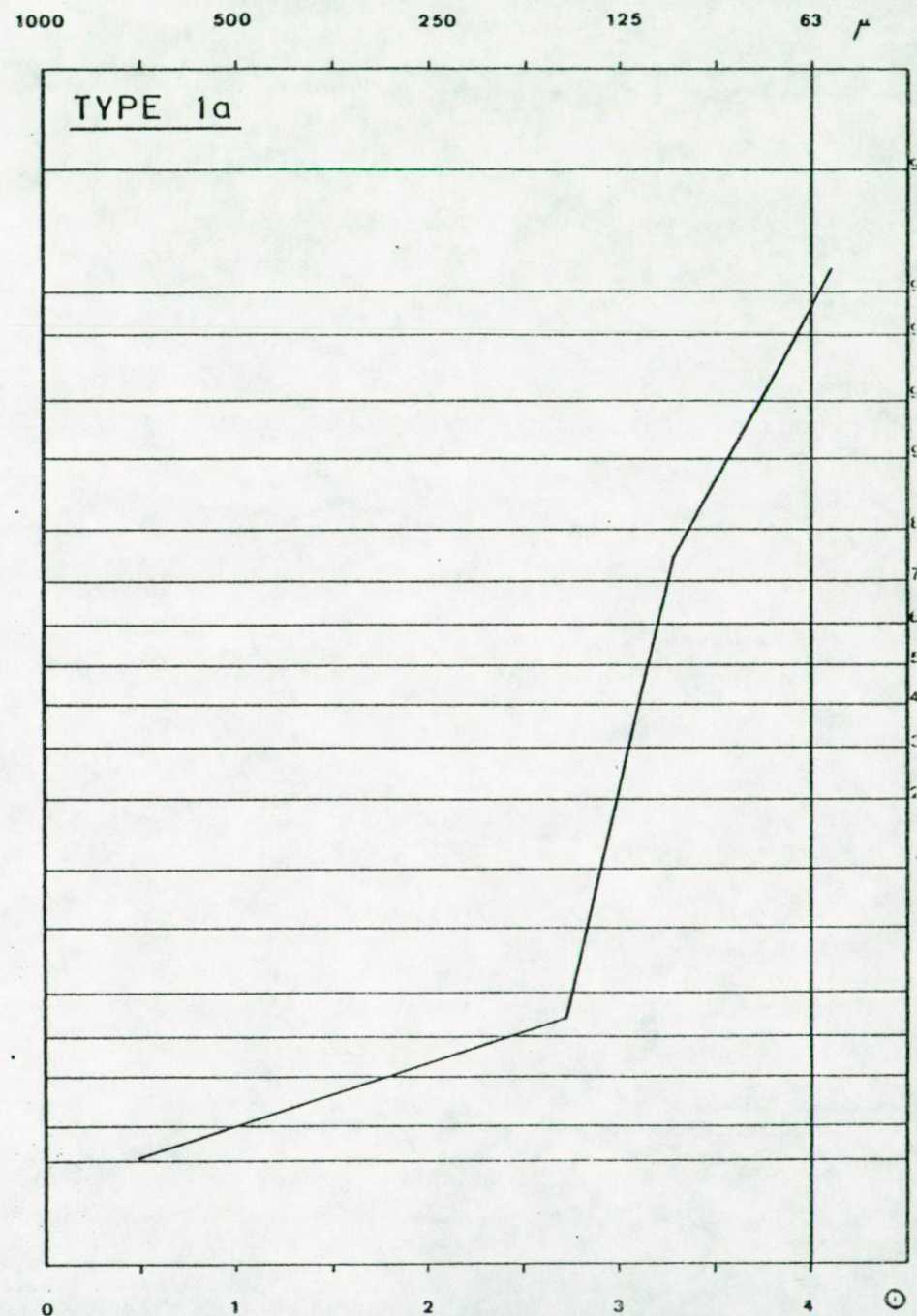
FIGUUR VIII.2. Kenmerken van de hoofdverdeling van de acht onderscheiden groepen (clusteranalyse 1)



FIGUUR VIII.3. Typecurves op probabiliteitspapier

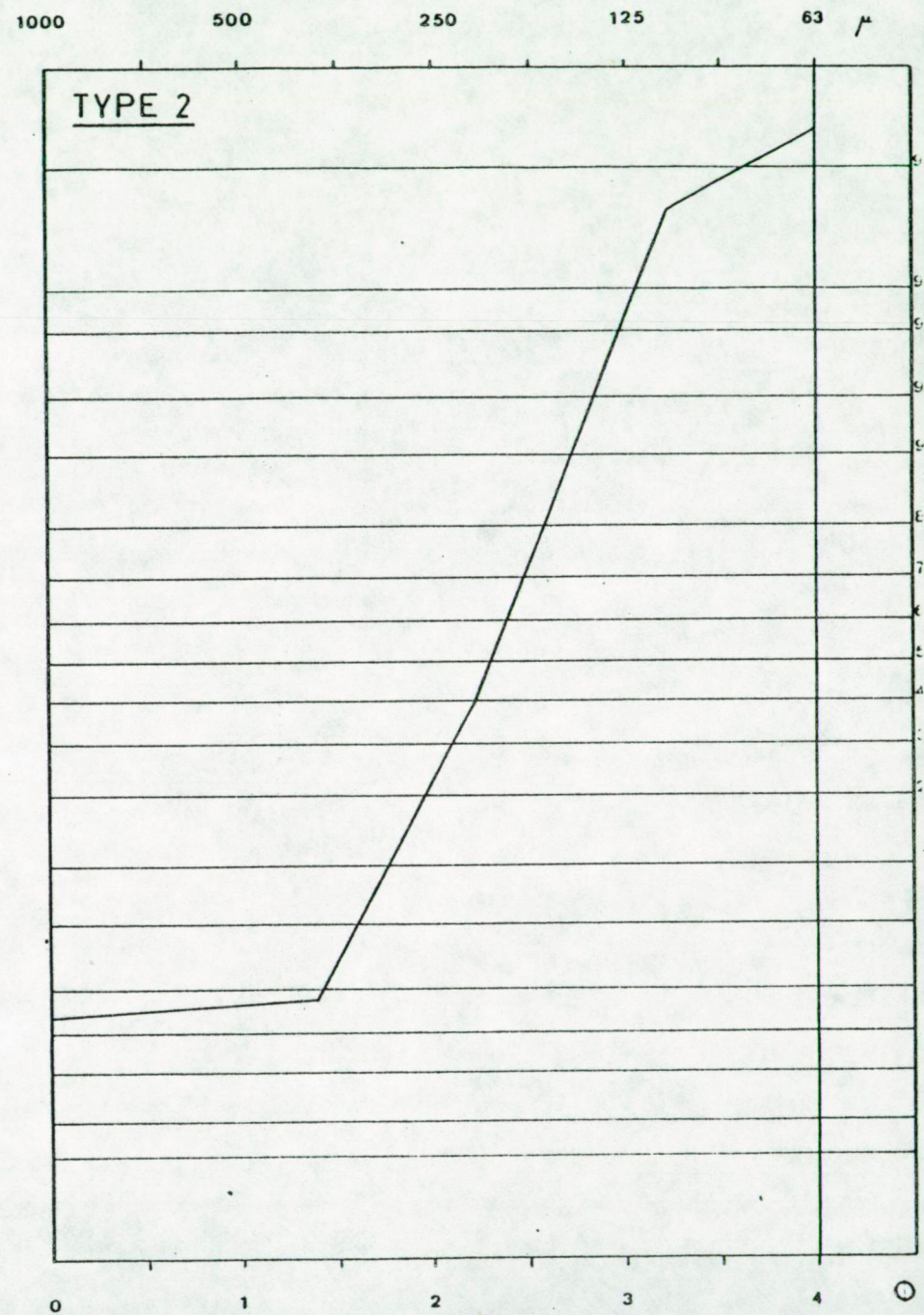
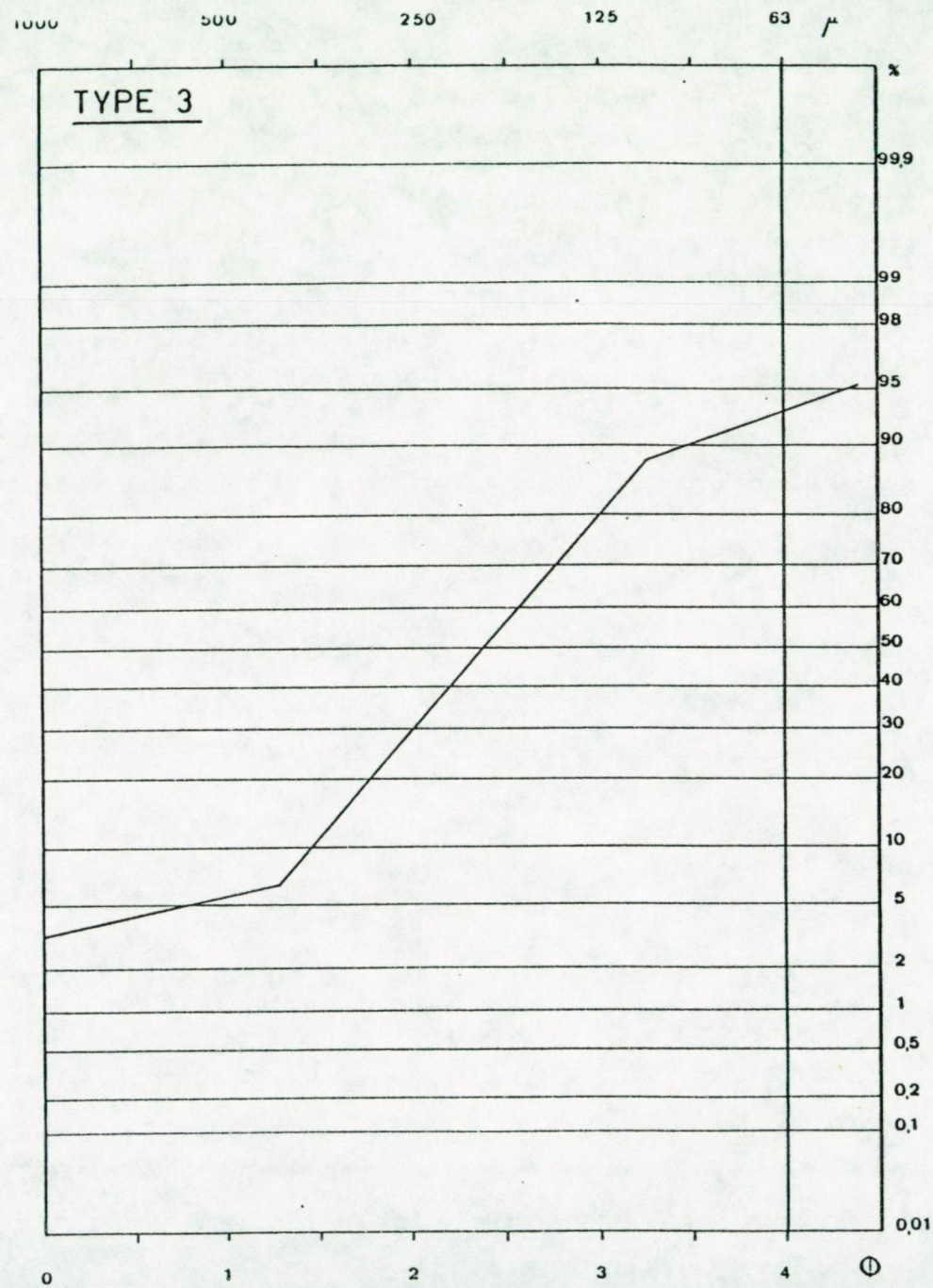


a. (b. tot g. op volgende pagina's)



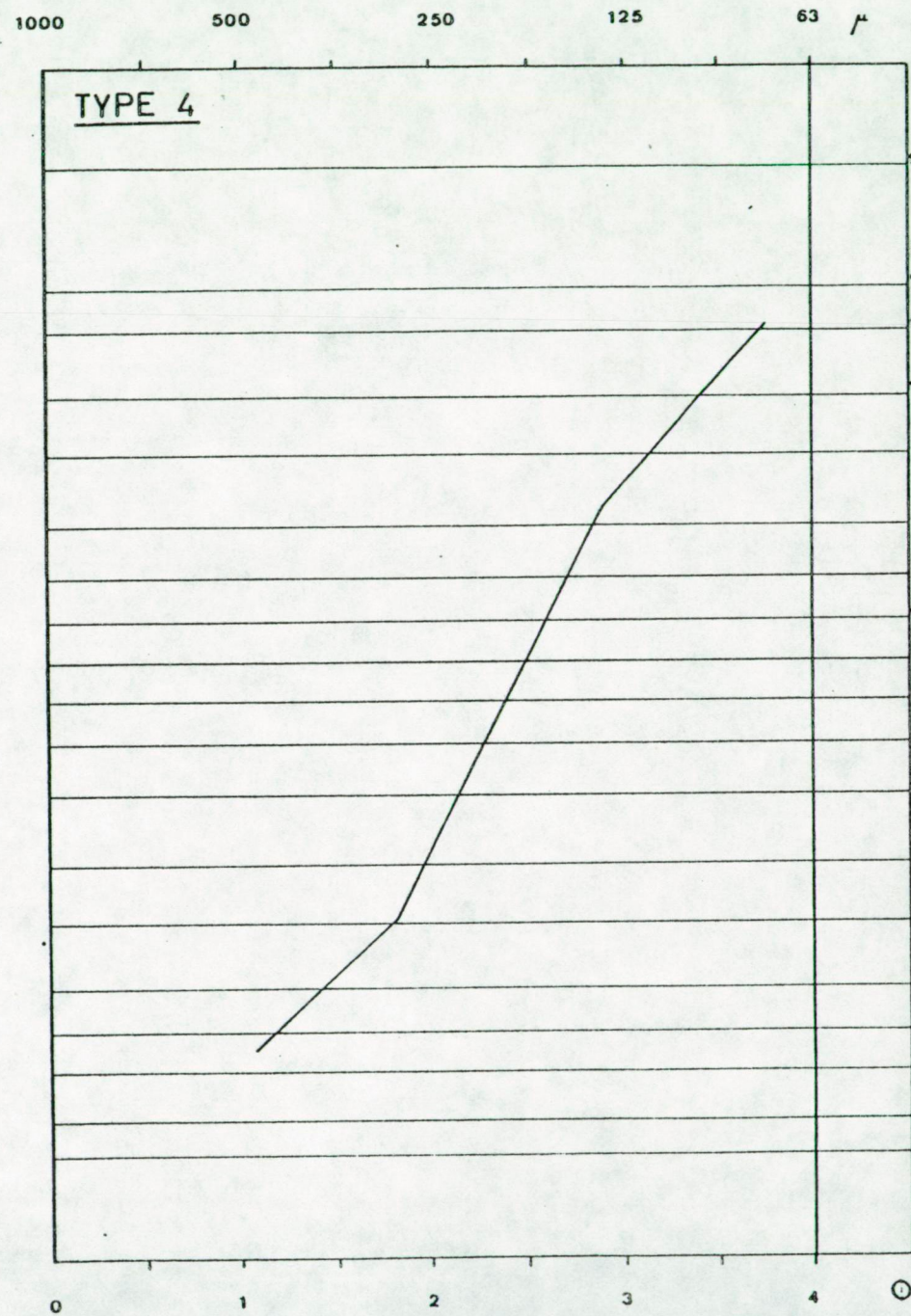
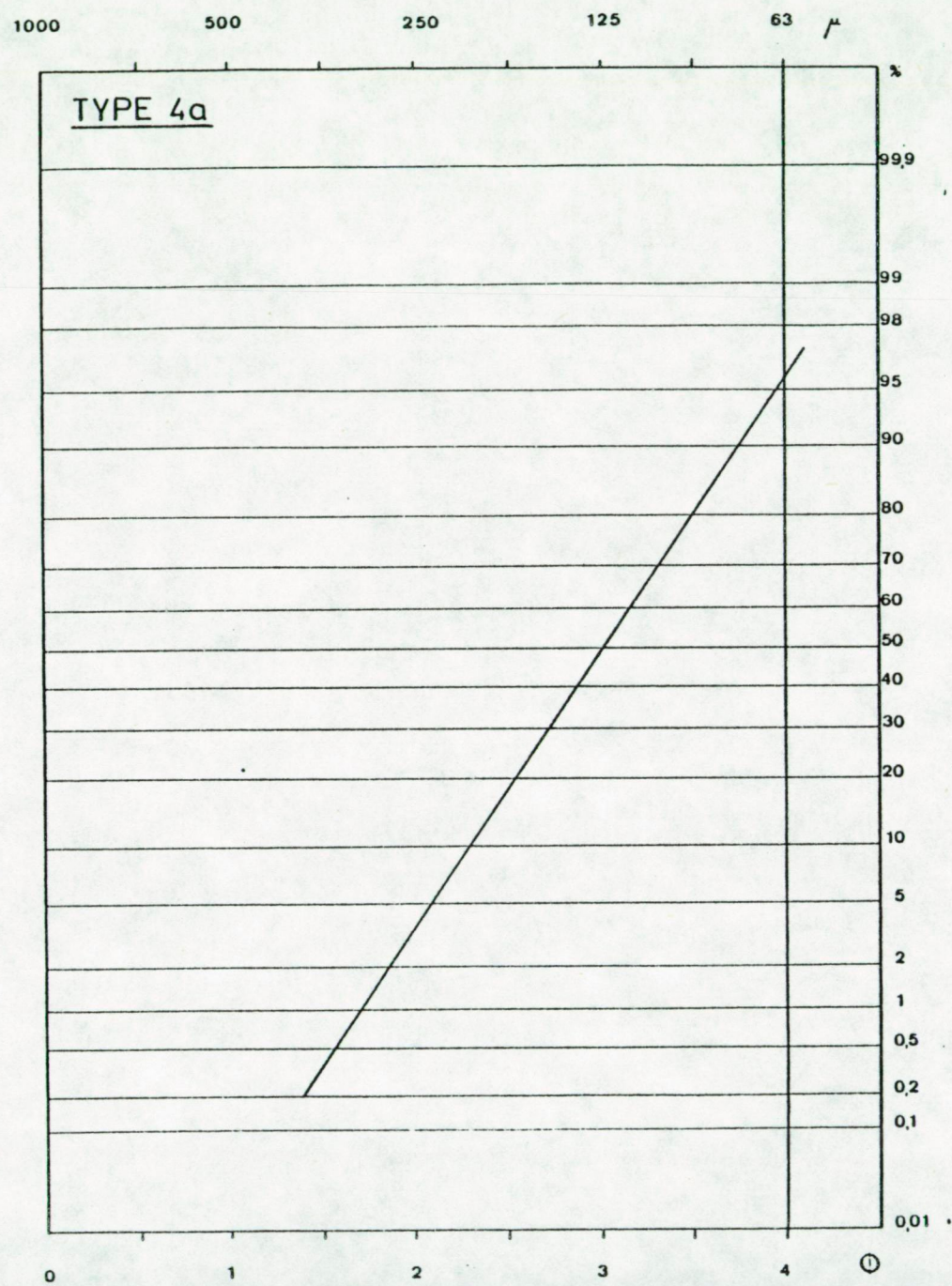


FIGUUR VIII.3. b.



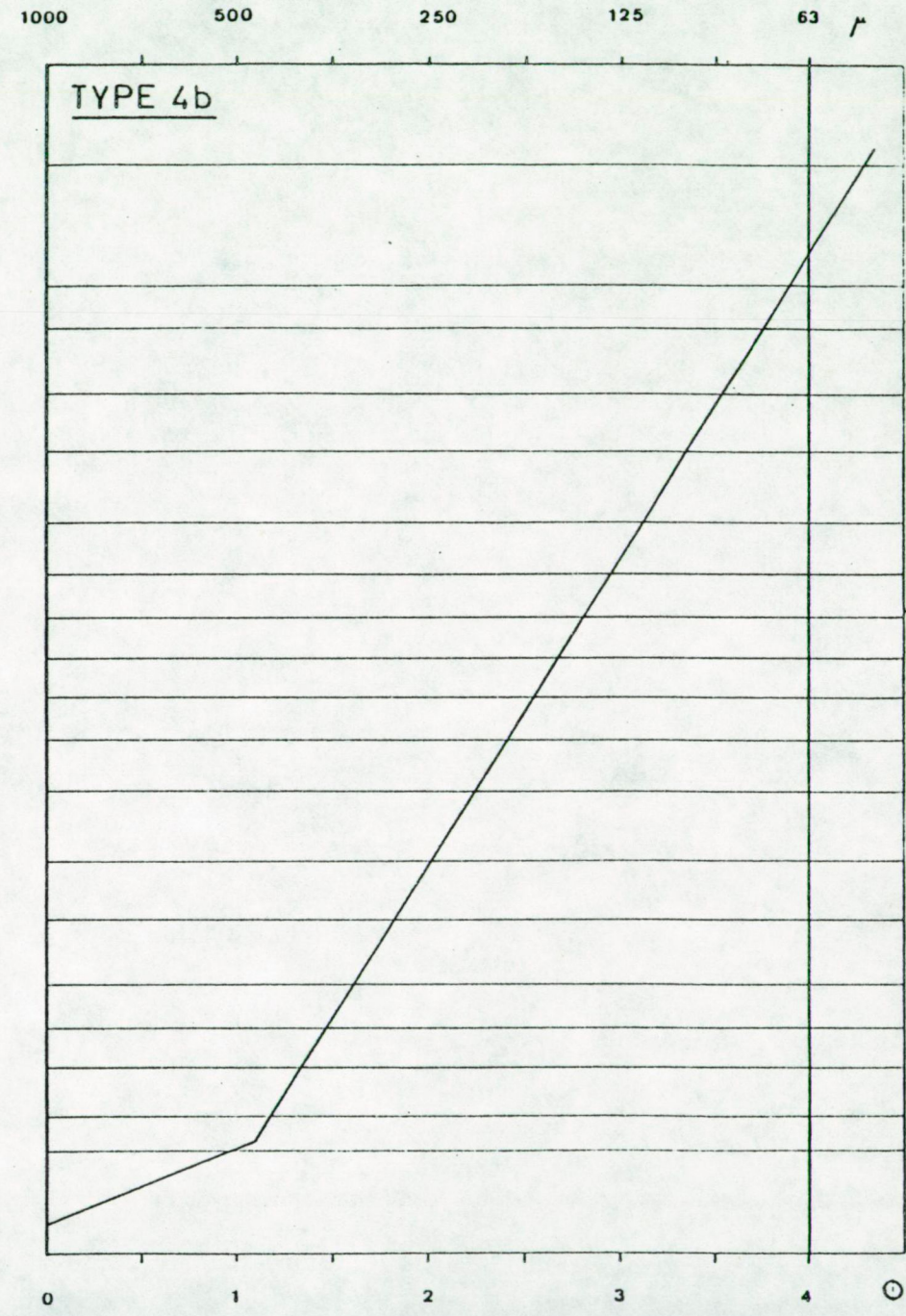
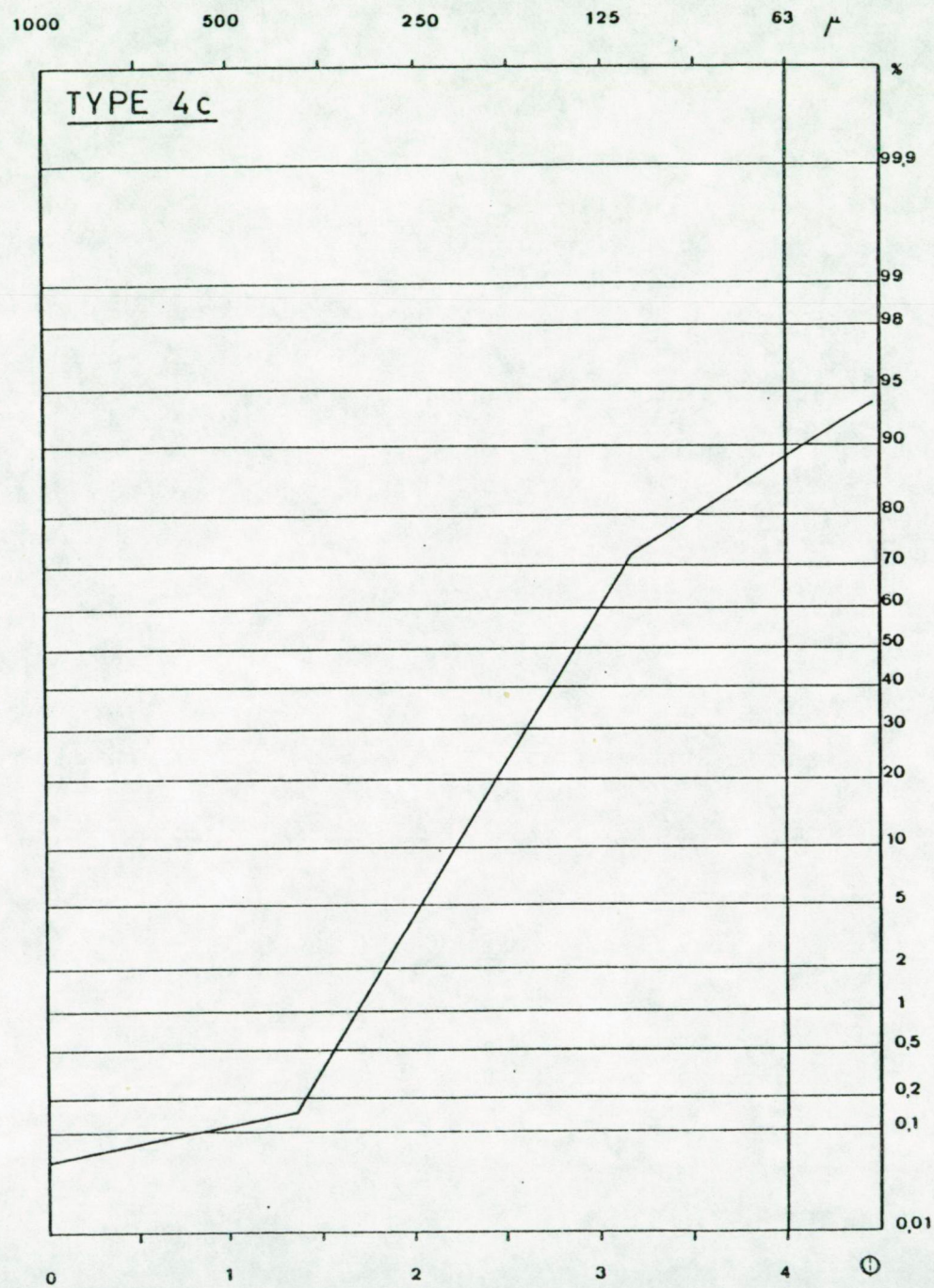


FIGUUR VIII.3. c.



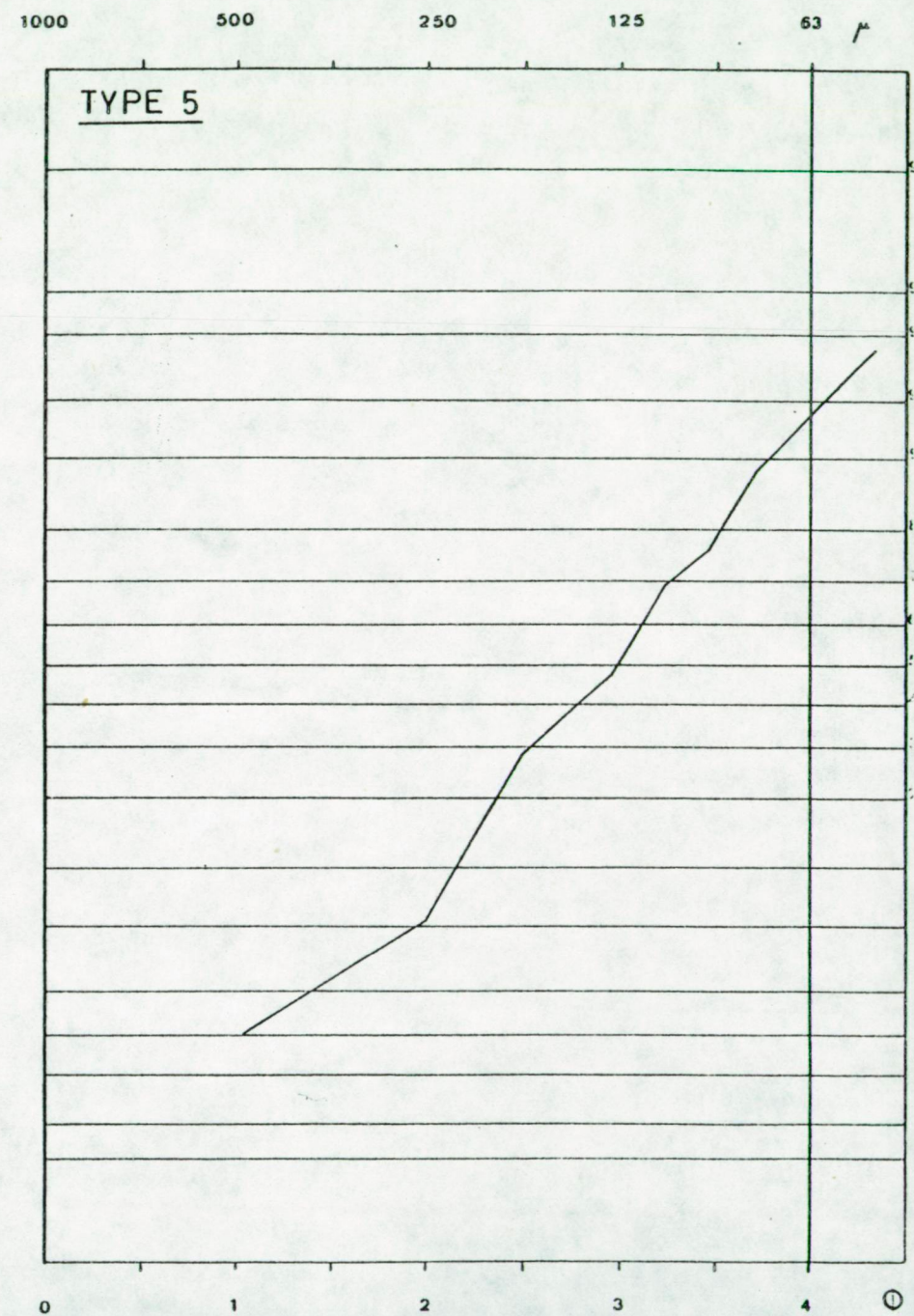
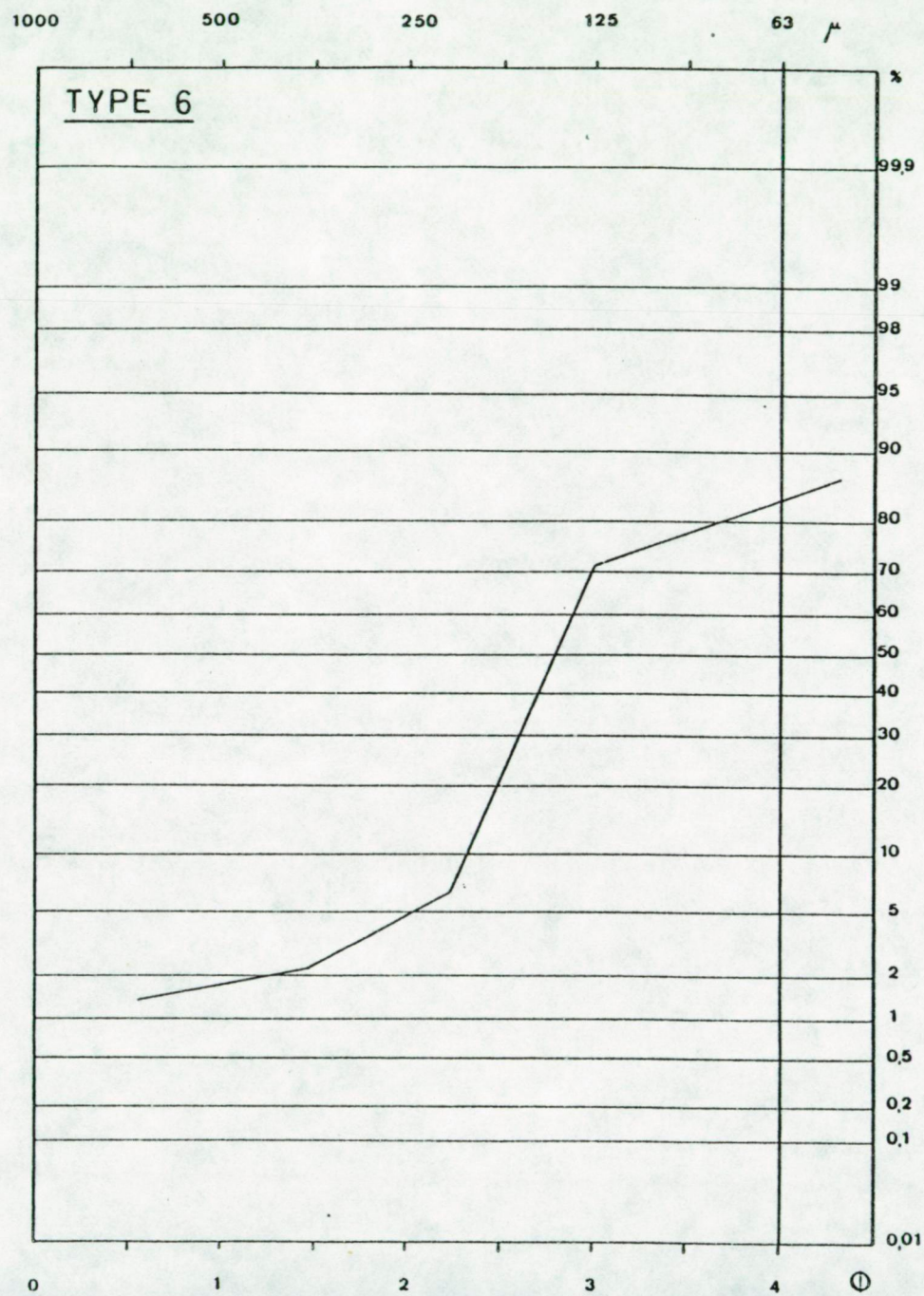


FIGUUR VIII.3. d.



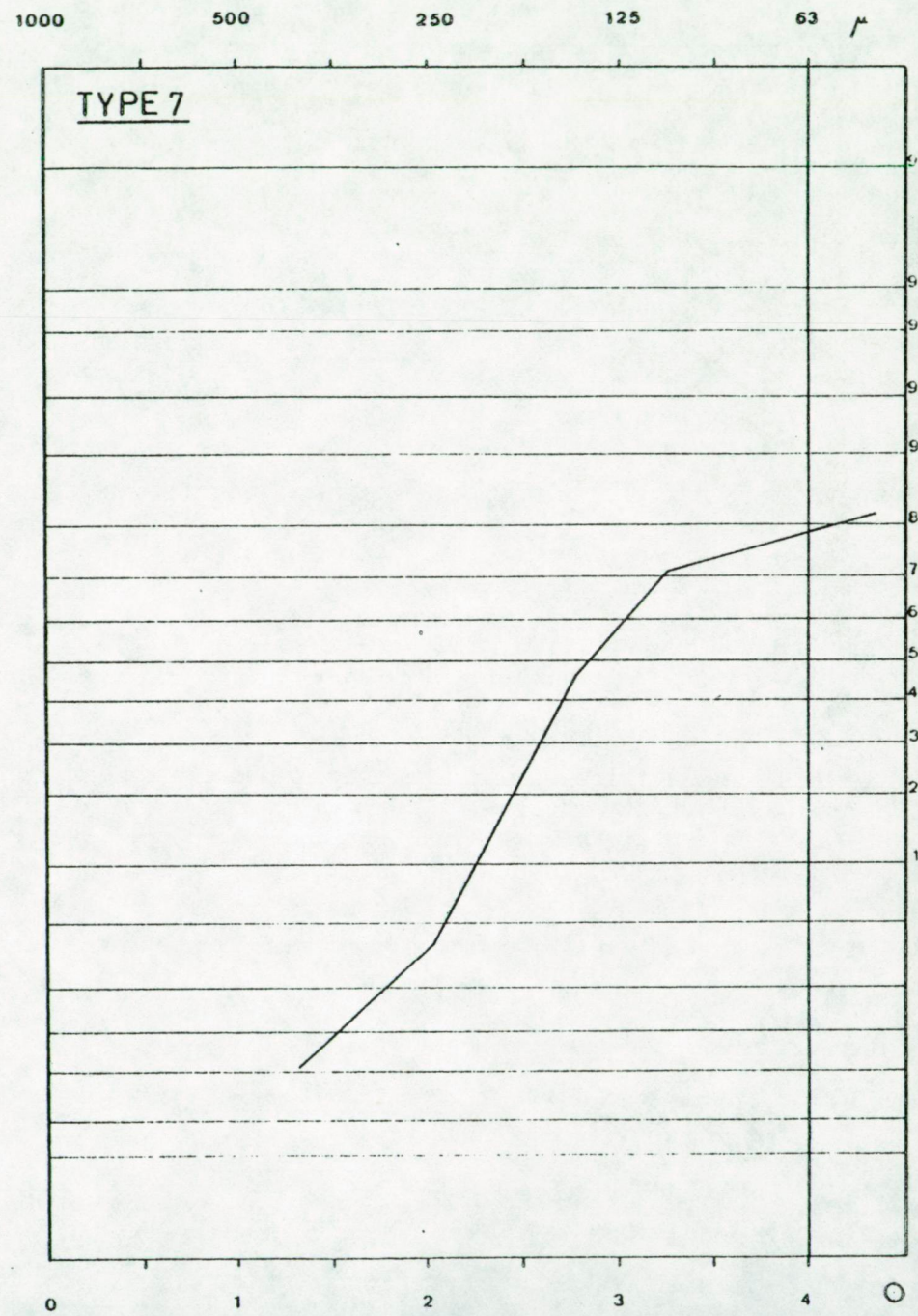
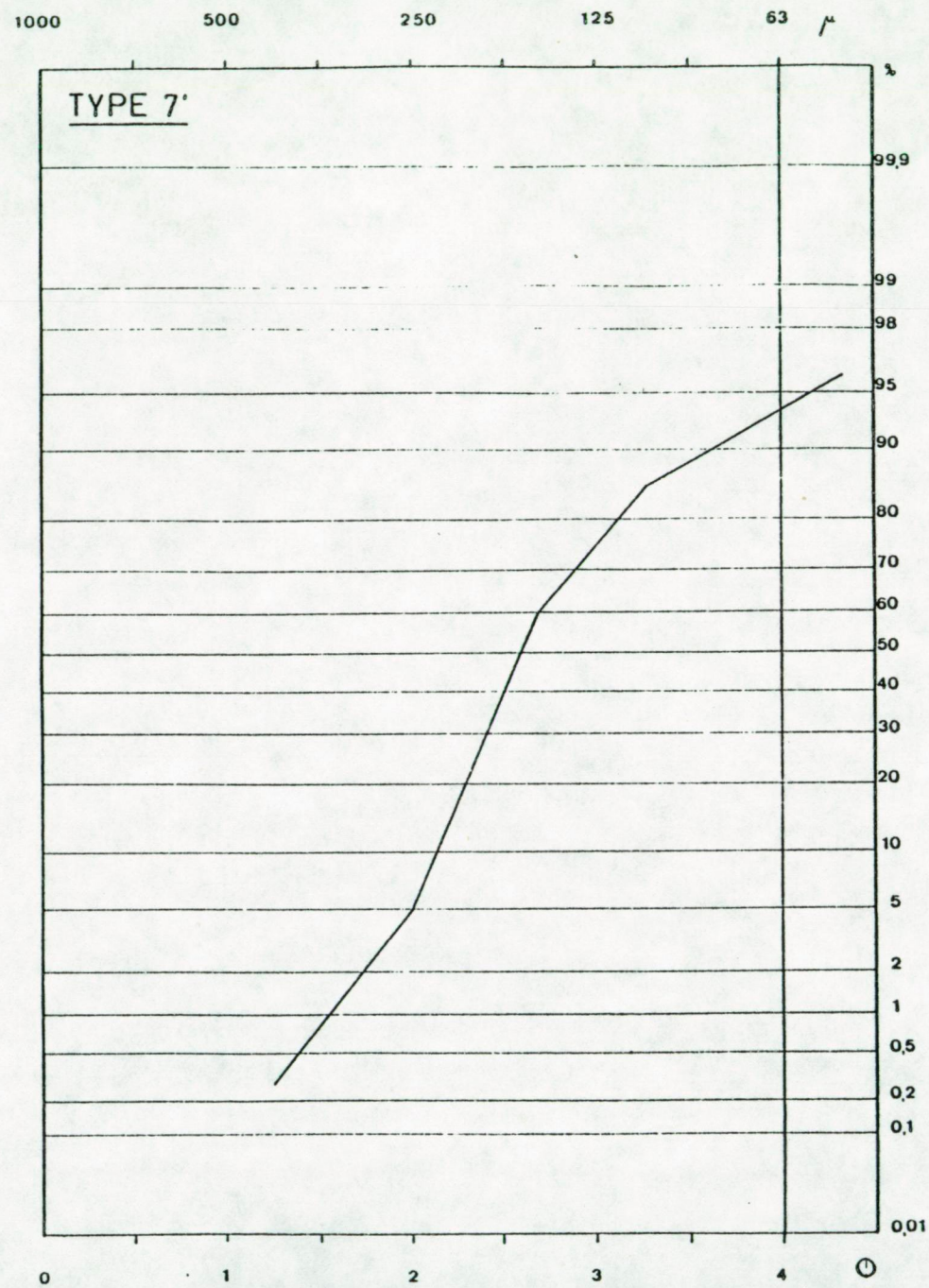


FIGUUR VIII.3. e.



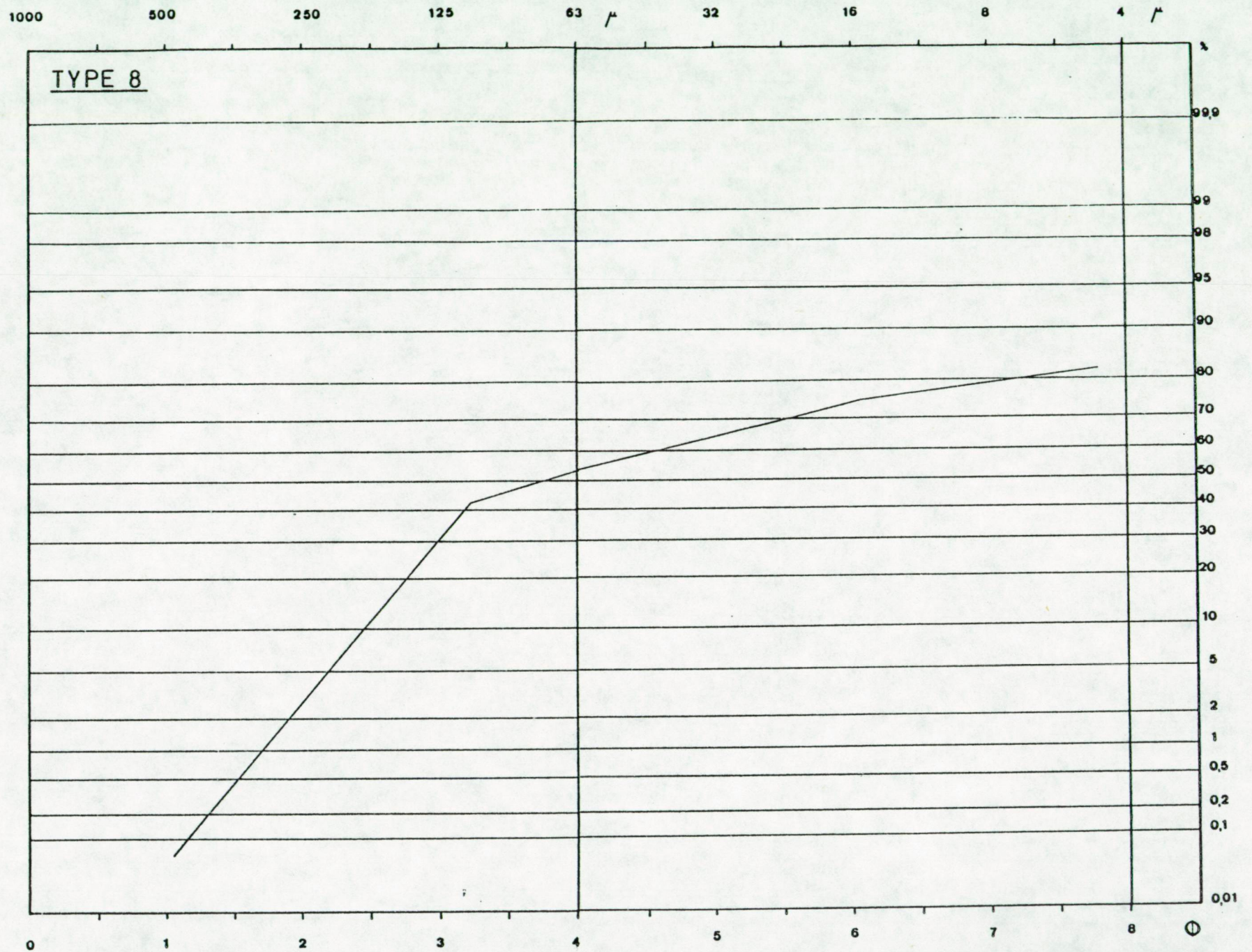


FIGUUR VIII.3. f.

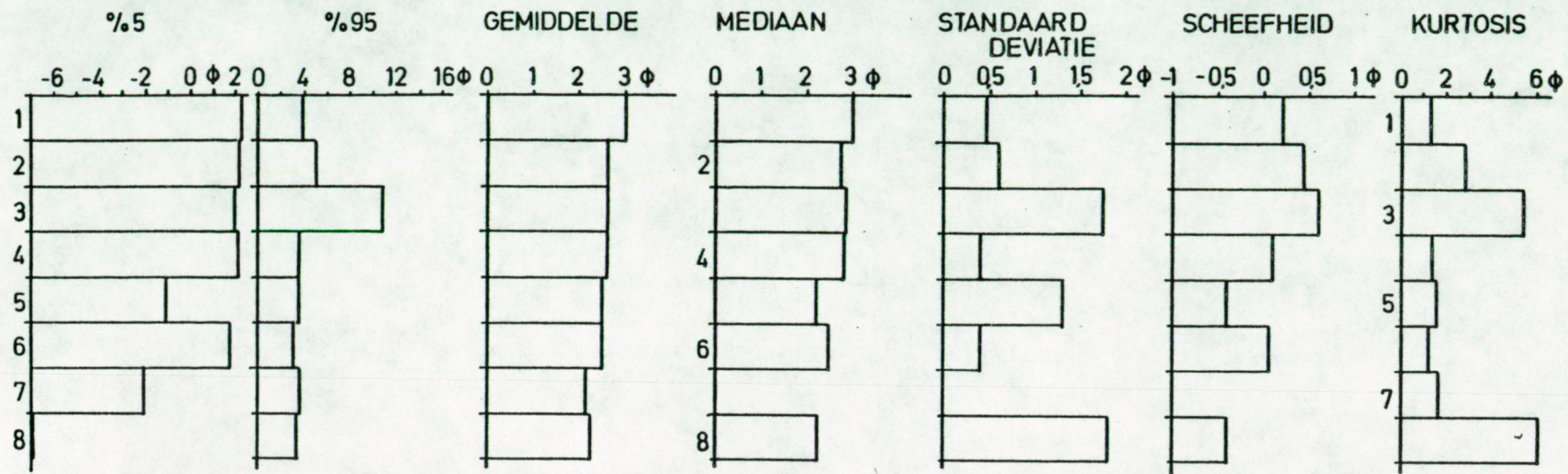




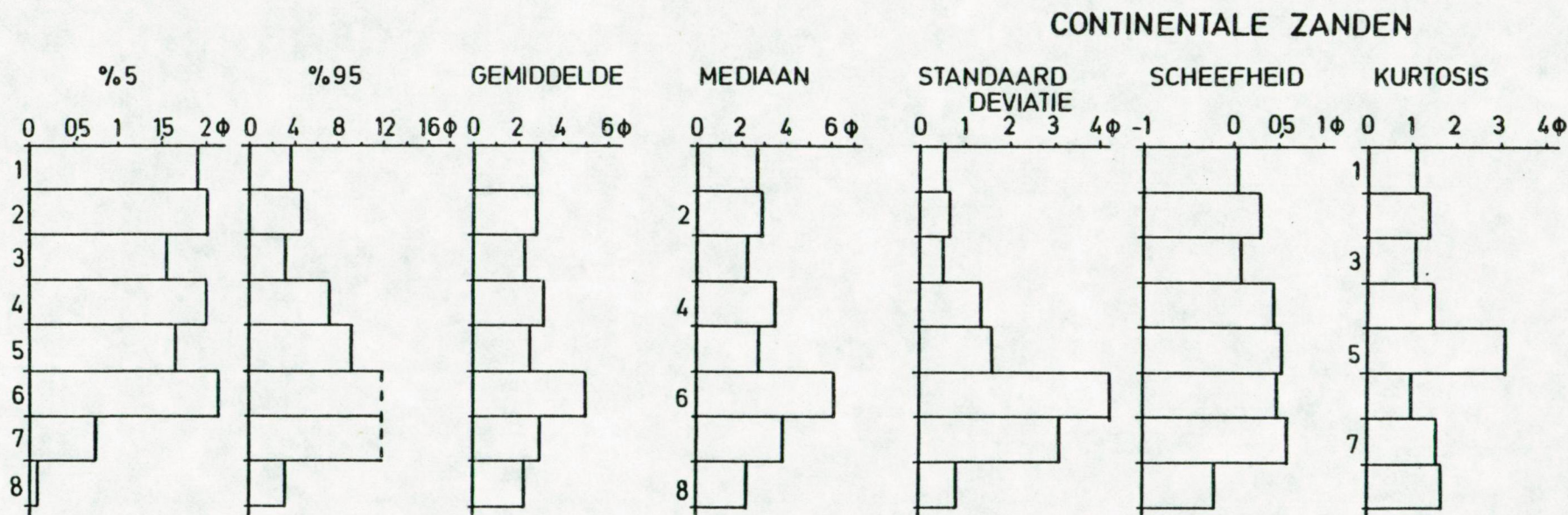
FIGUUR VIII.3. g.





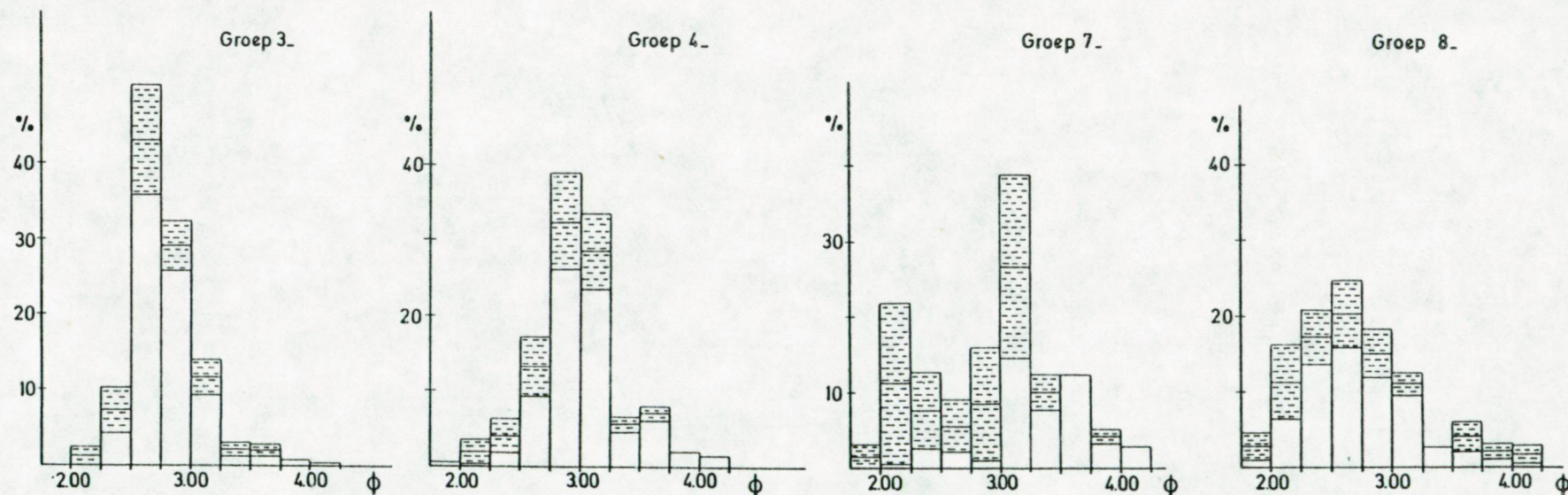
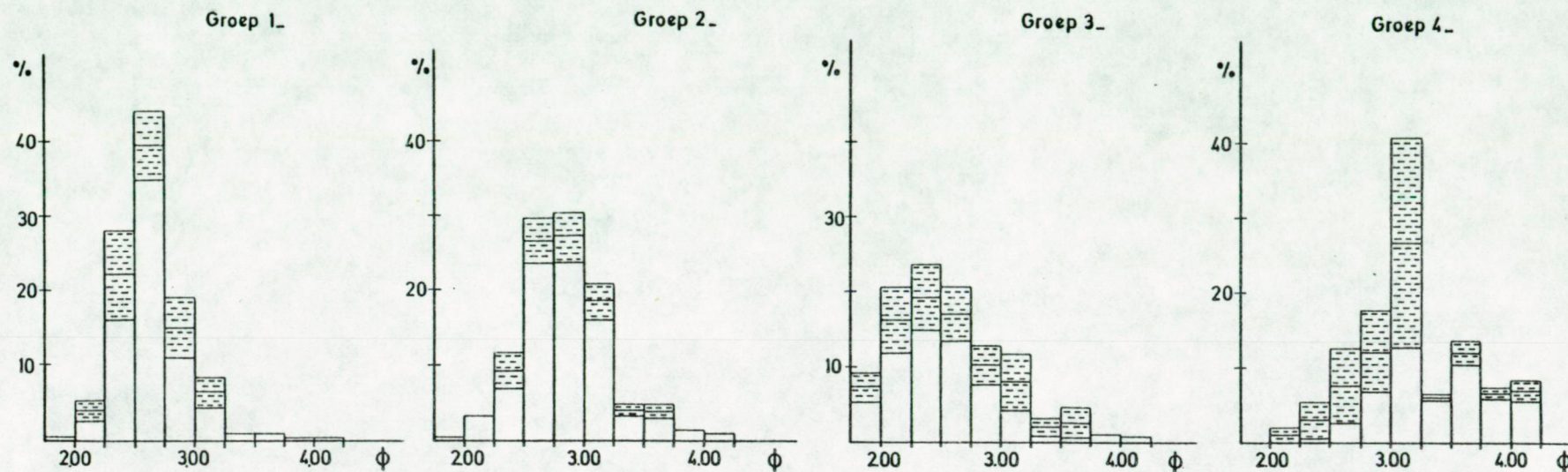


FIGUUR VIII.4. Kenmerken van de groepen van de mariene zanden op basis van grafische parameters ingedeeld



FIGUUR VIII.5. Kenmerken van de groepen ingedeeld op basis van grafische parameters en toegepast op continentale fijne zanden



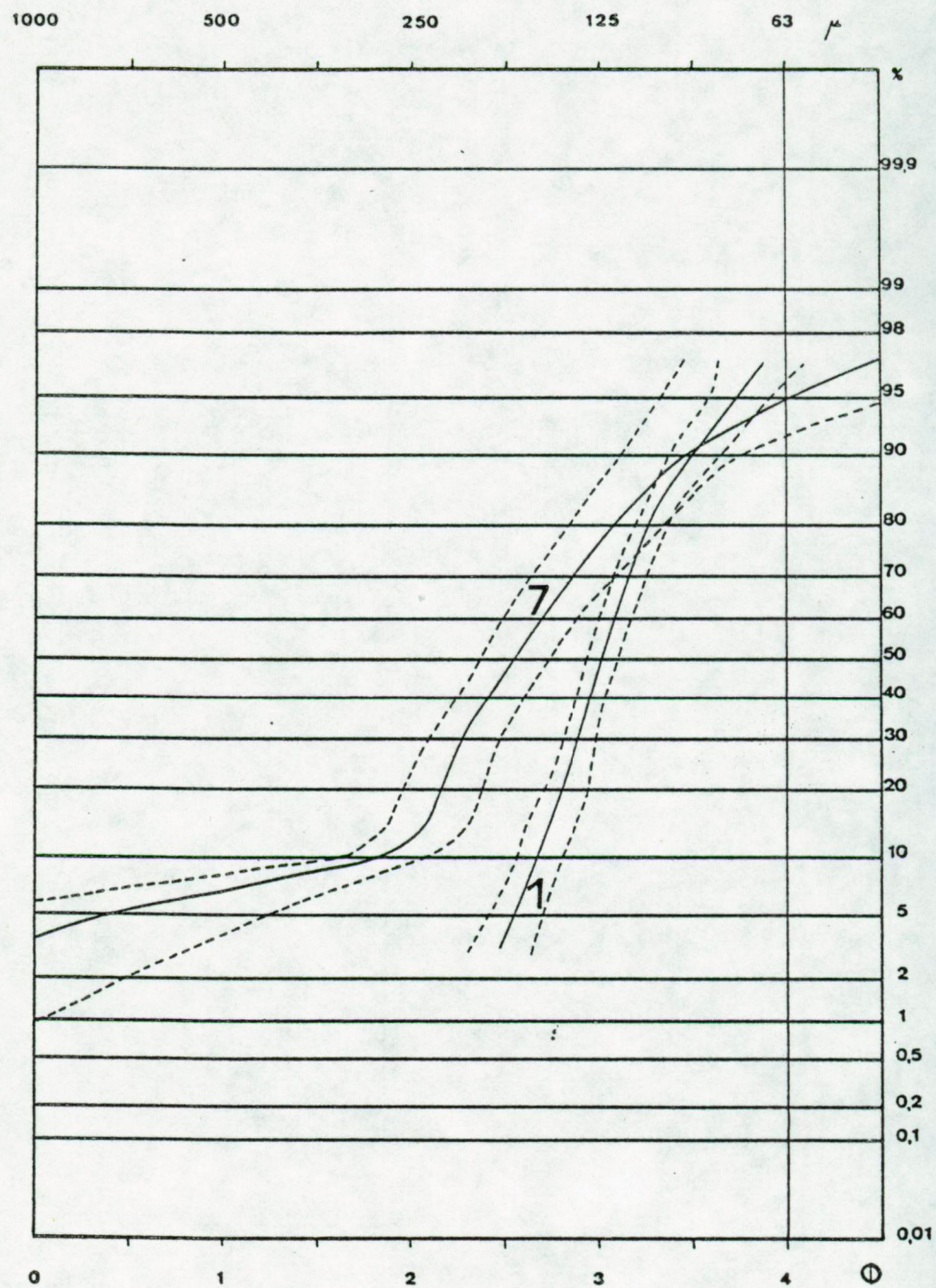


MARIENE ZANDEN : EEM

— Gemiddelde + Standaard Deviatie  
 - Standaard Deviatie

FIGUUR VIII.6. Indeling op basis van niet-cumulatieve zeefresultaten





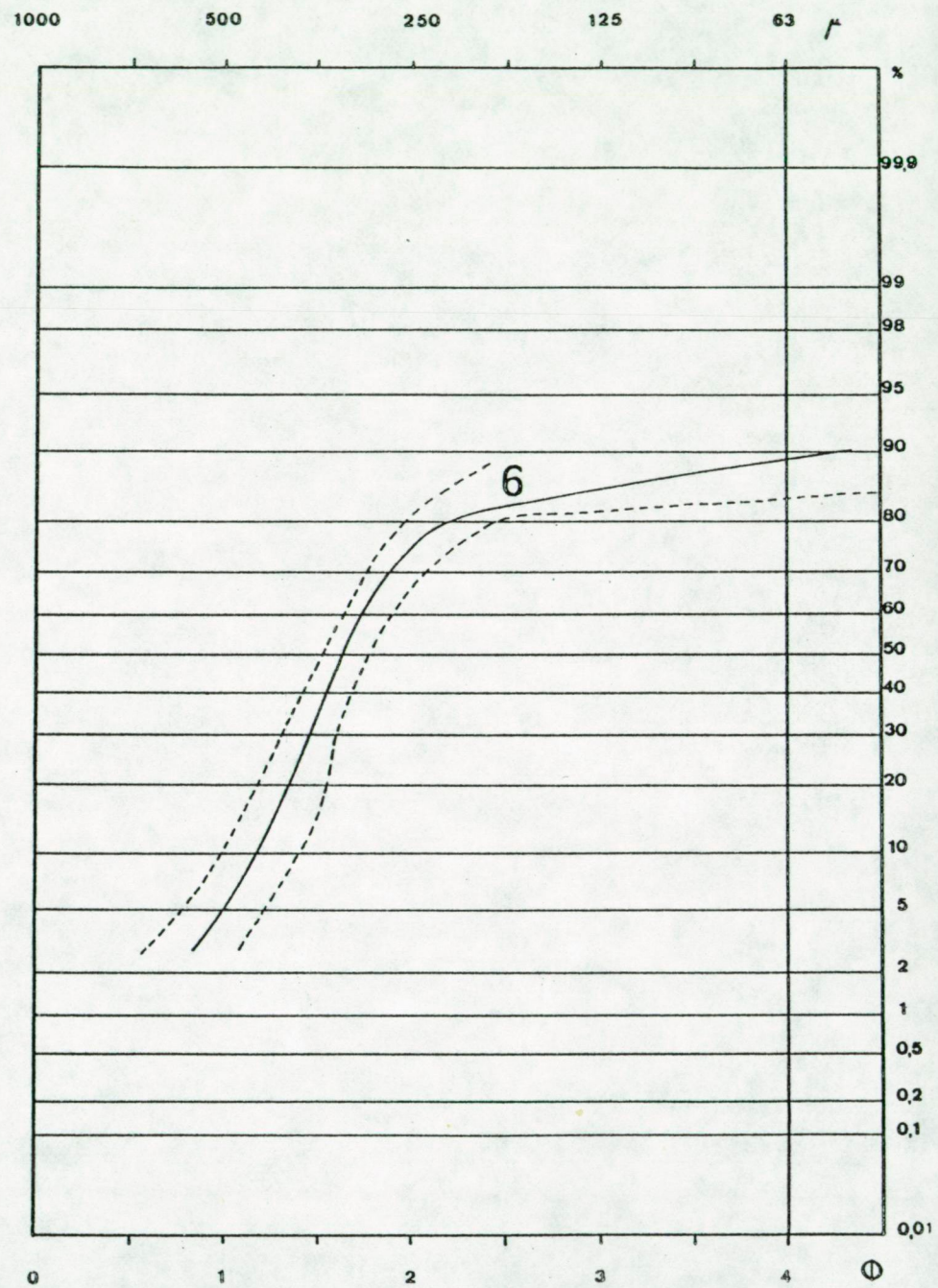
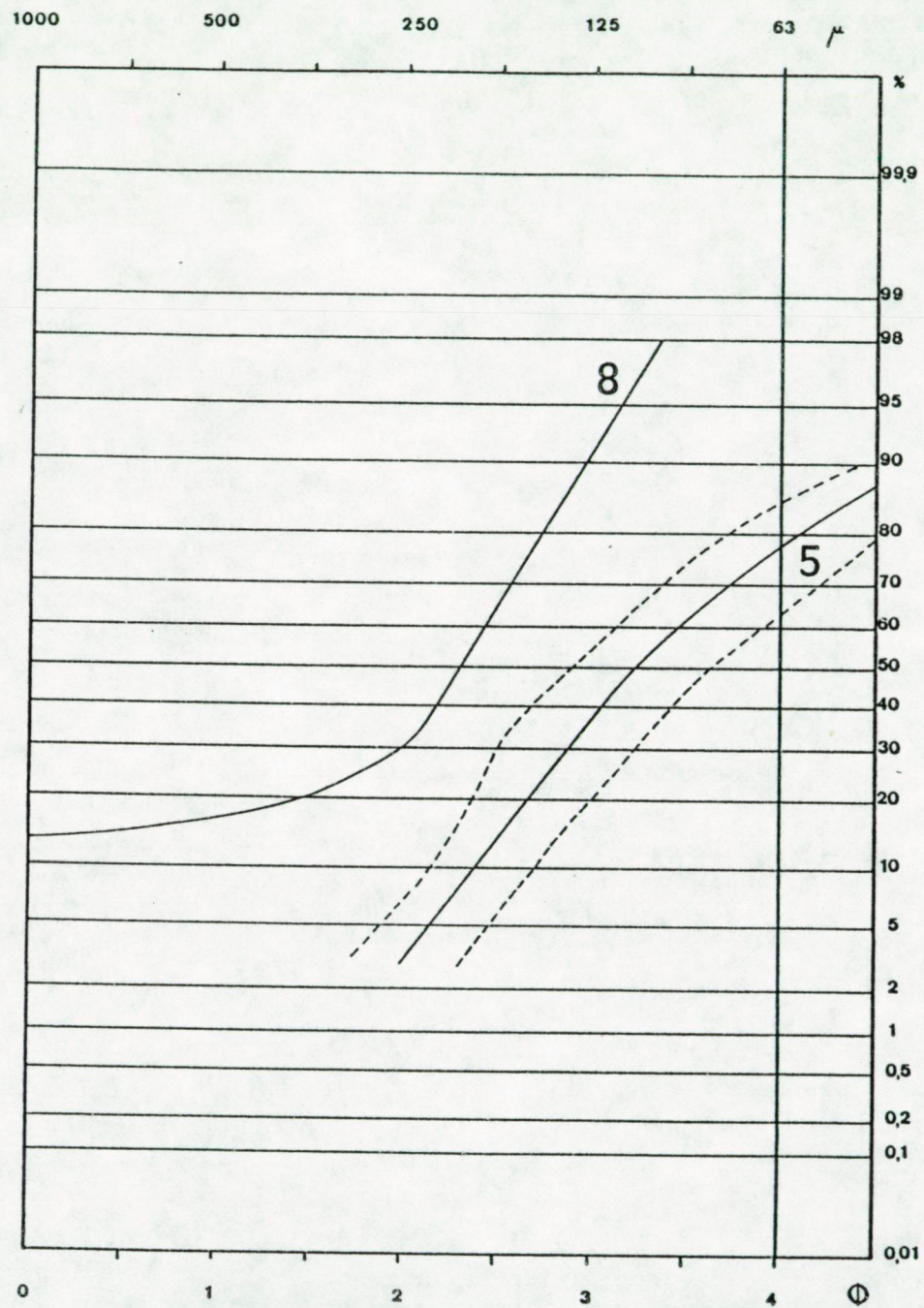
FIGUUR VIII.7. Indeling van de stalenreeks op basis van de percentielen  
Per groep wordt de gereconstrueerde curve weergegeven  
met zijn standaard deviatie.

a.

FIGUUR VIII.7. b en c. op volgende pagina's

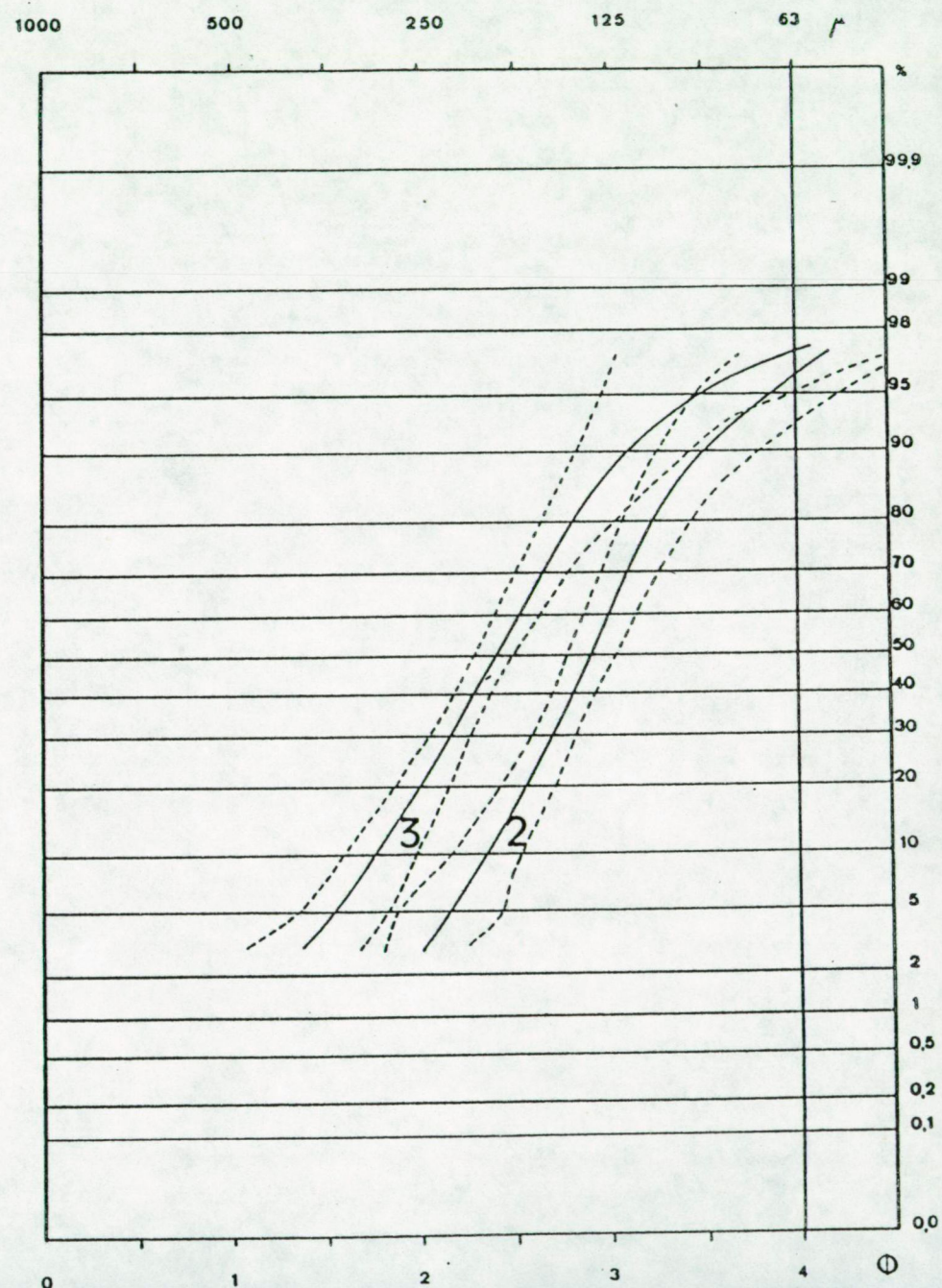
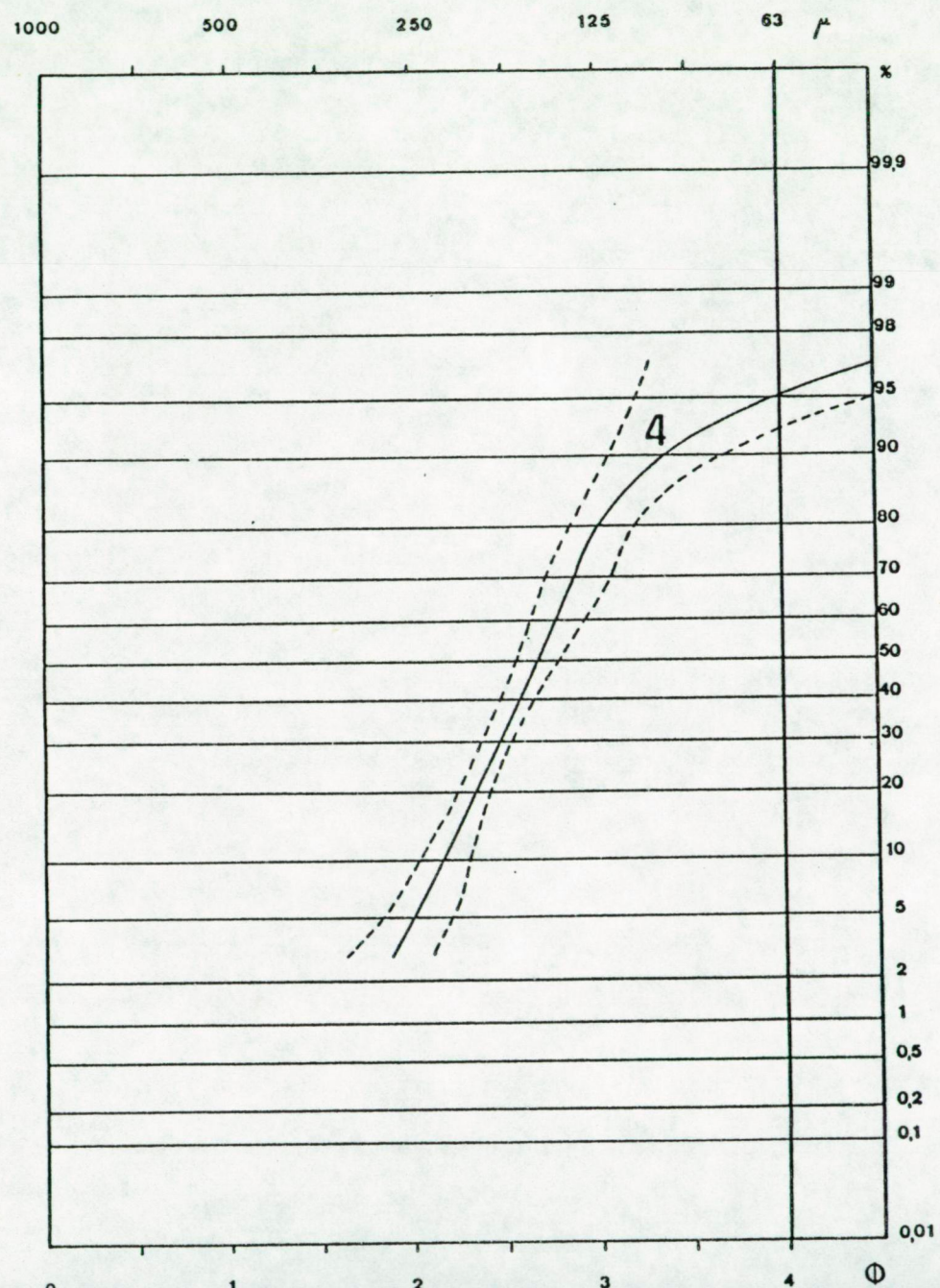


FIGUUR VIII.8. b.

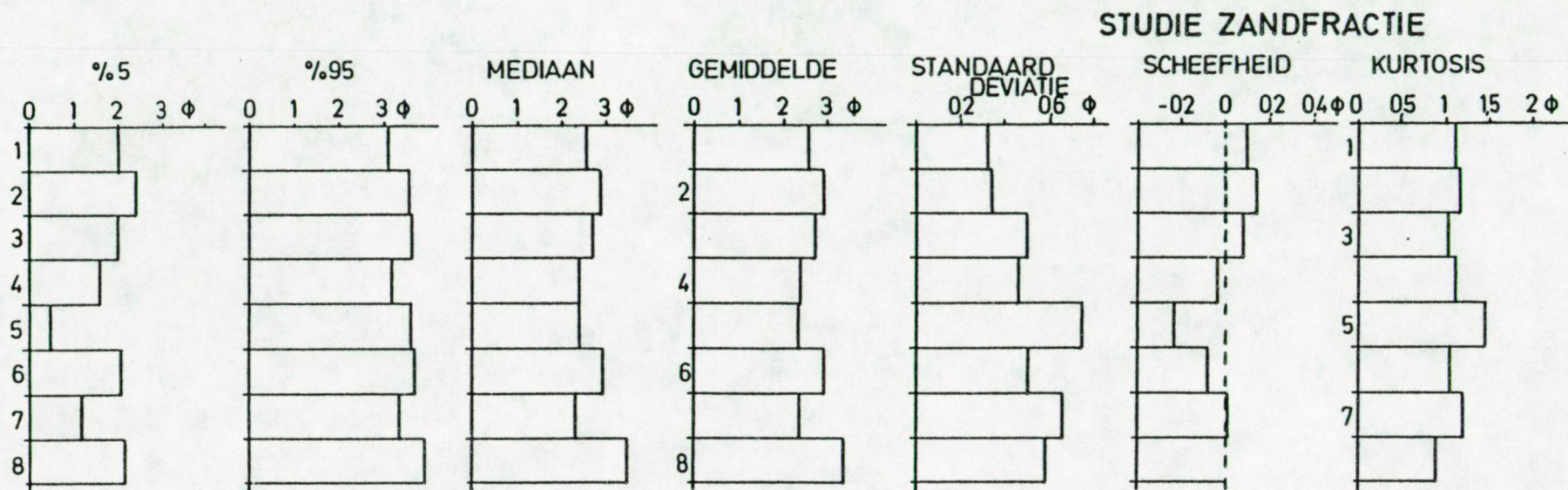




FIGUUR VIII.7. c.





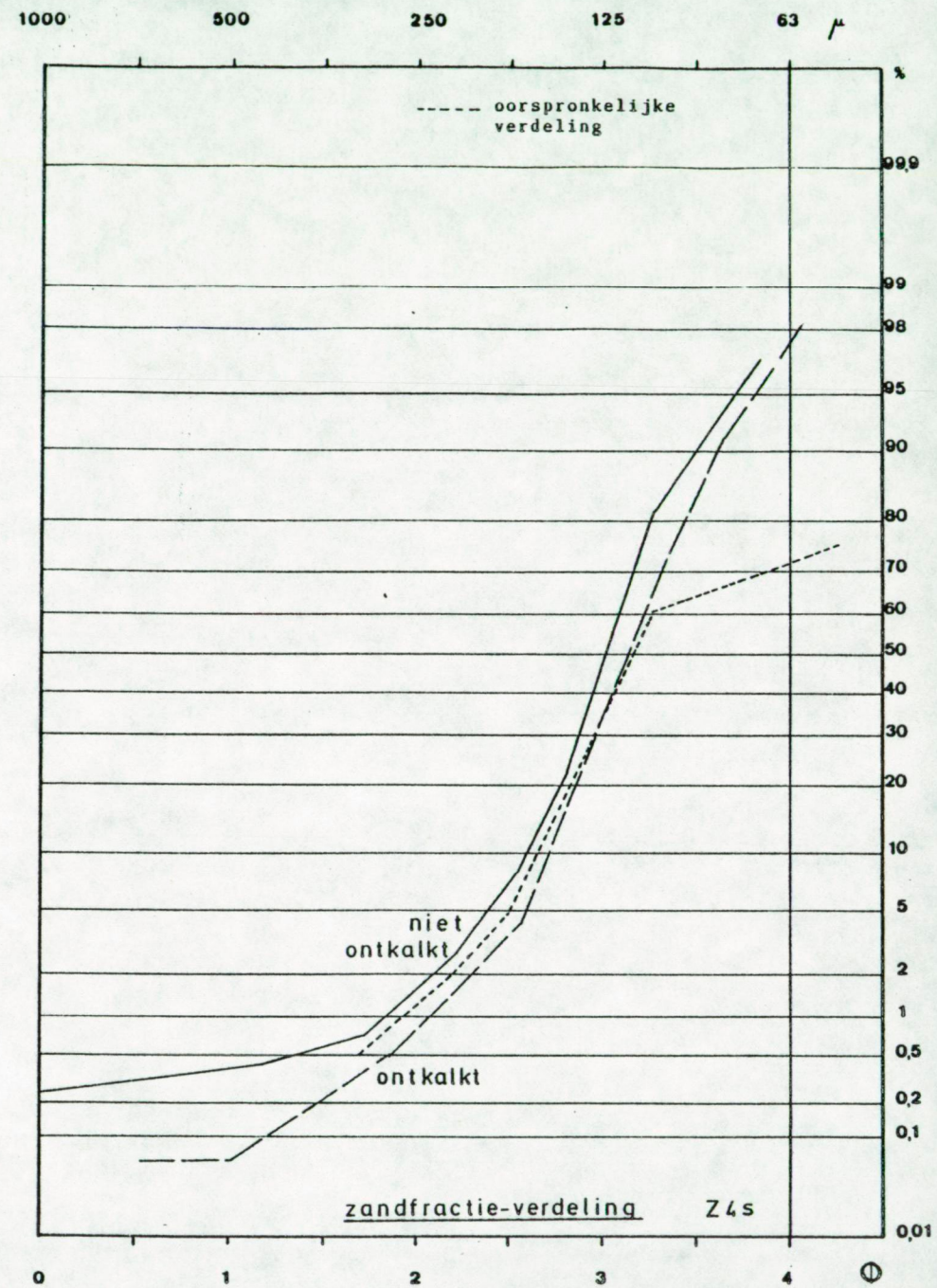
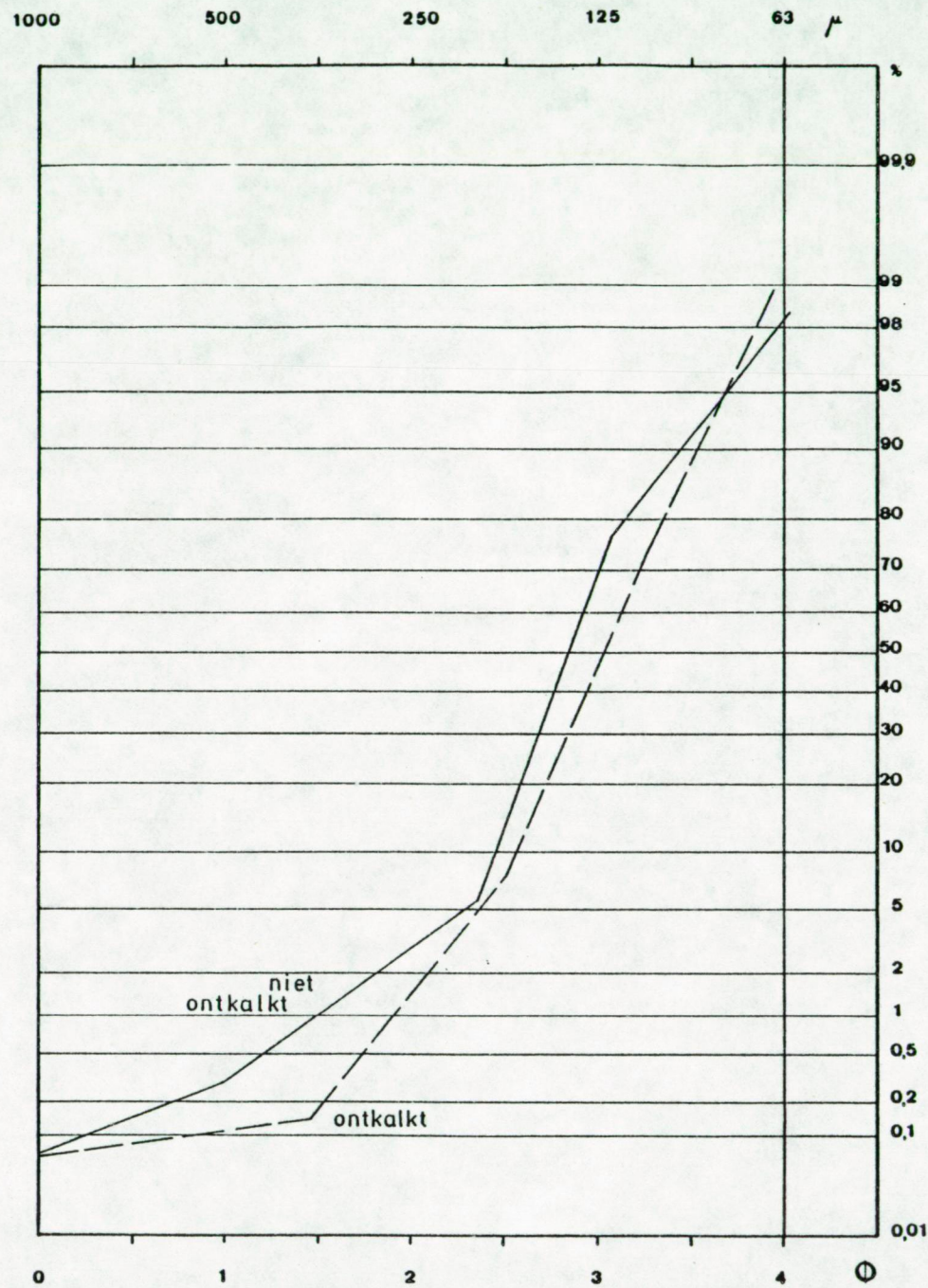


**FIGUUR VIII.8.** Kenmerken van de groepen, ingedeeld op basis van de grafische parameters van de zandfractie-verdeelingen.

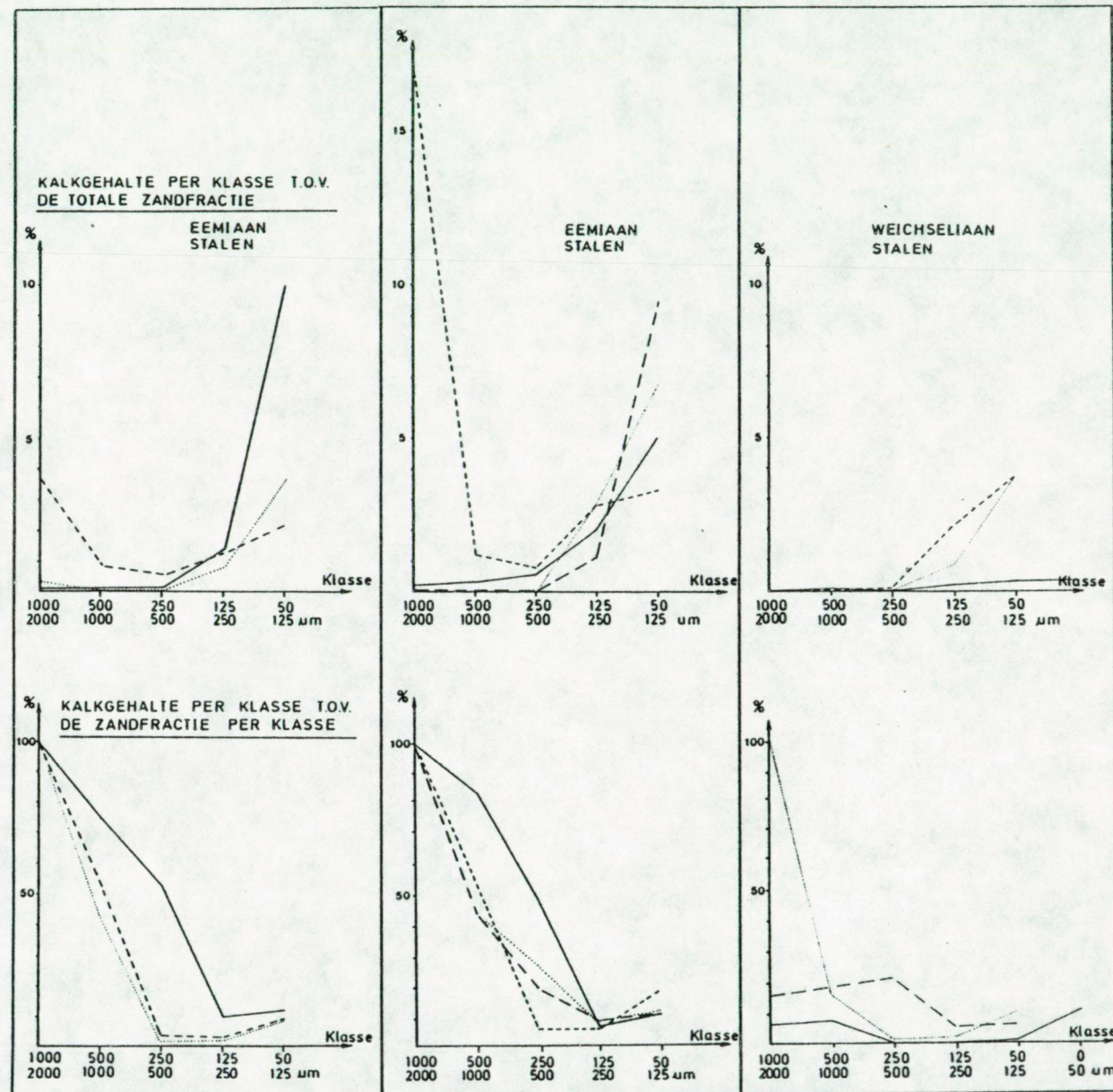
Zowel mariene als continentale stalen werden verwerkt.



FIGUUR VIII.9. Het effect van ontkalken op de granulometrische verdelingen





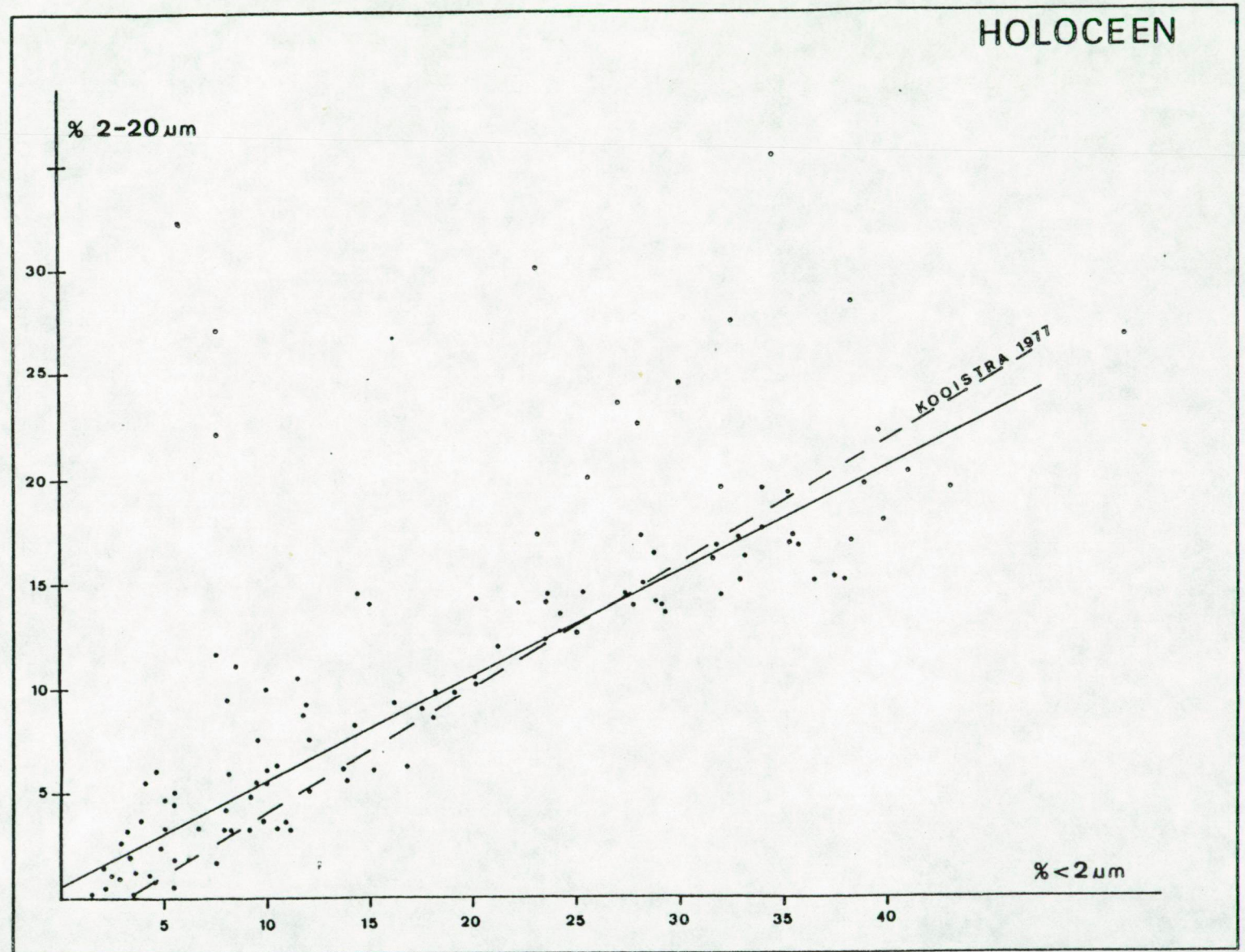


FIGUUR VIII.10..

Ontkalken van de zandfractie

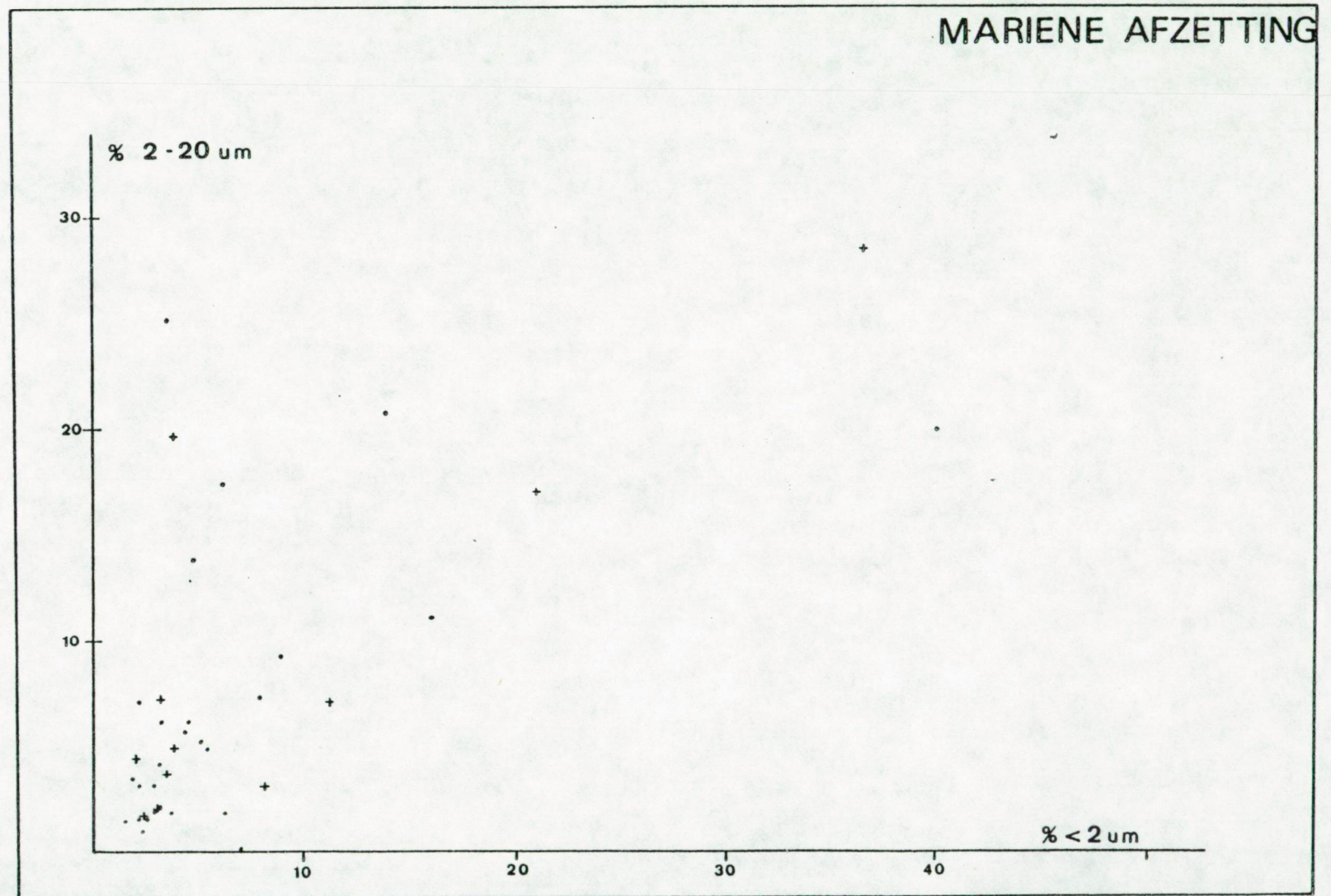


FIGUUR VII.11. Relatie kleigehalte, gehalte tussen 20 en 2 $\mu$ m



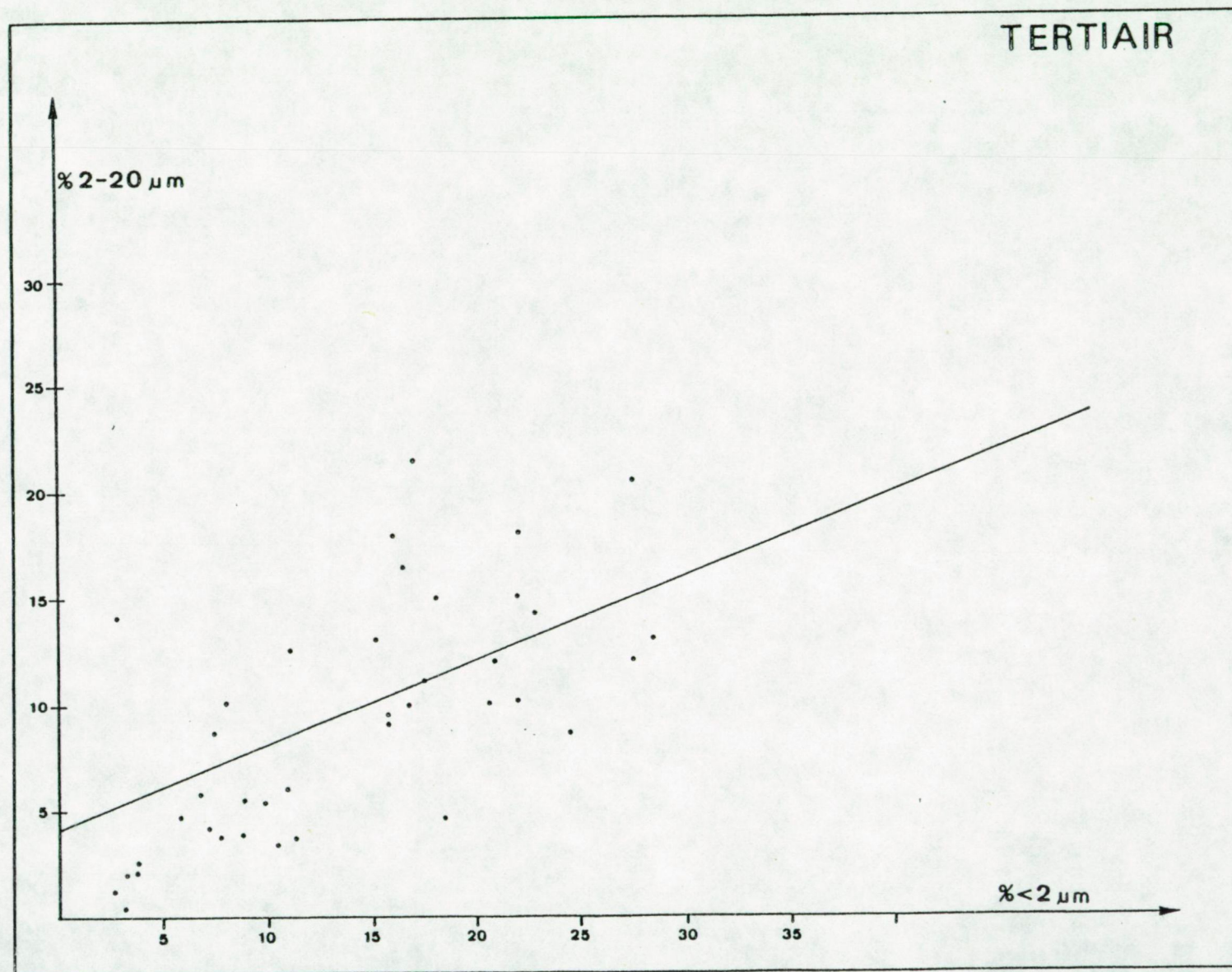


FIGUUR VIII.12. Kleigehalte tegenover het gehalte tussen 20 en 2  $\mu\text{m}$  , zonder voorbehandeling



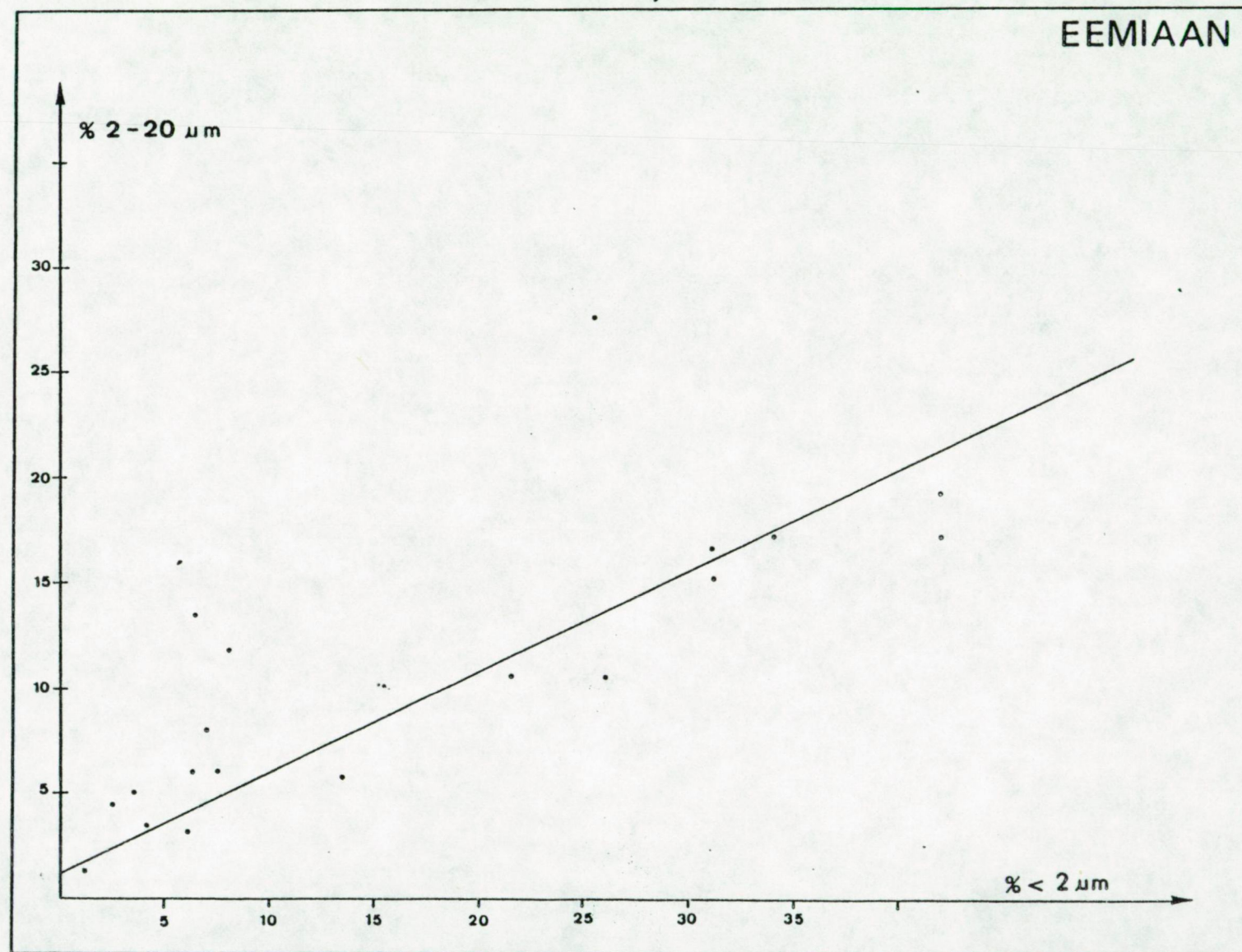


FIGUUR VIII.13. a. Relatie tussen het kleigehalte en het gehalte  
tussen 2 en 20  $\mu\text{m}$

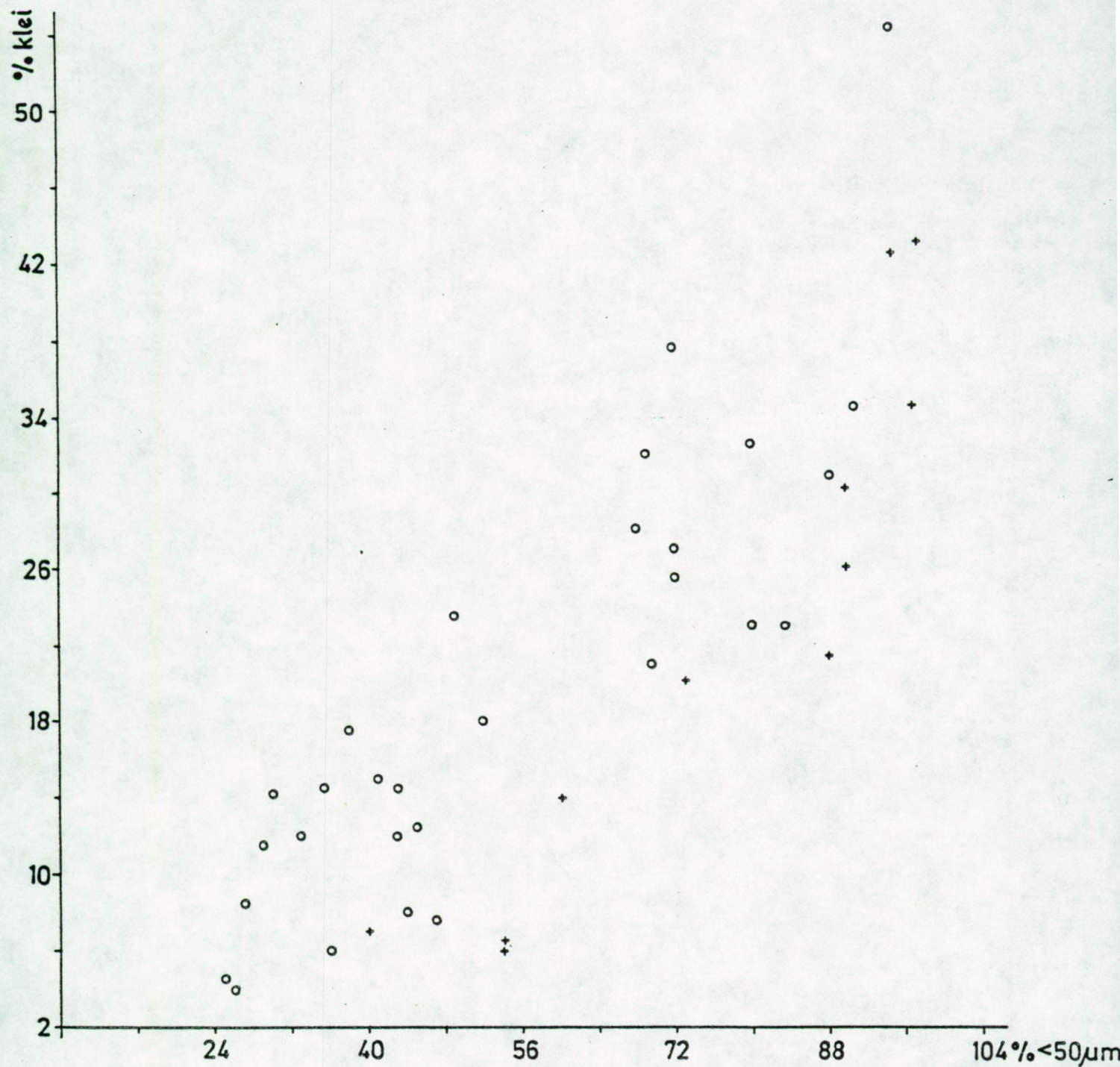




FIGUUR VIII.13. b. Relatie tussen het kleigehalte en het gehalte  
tussen 2 en 20  $\mu\text{m}$





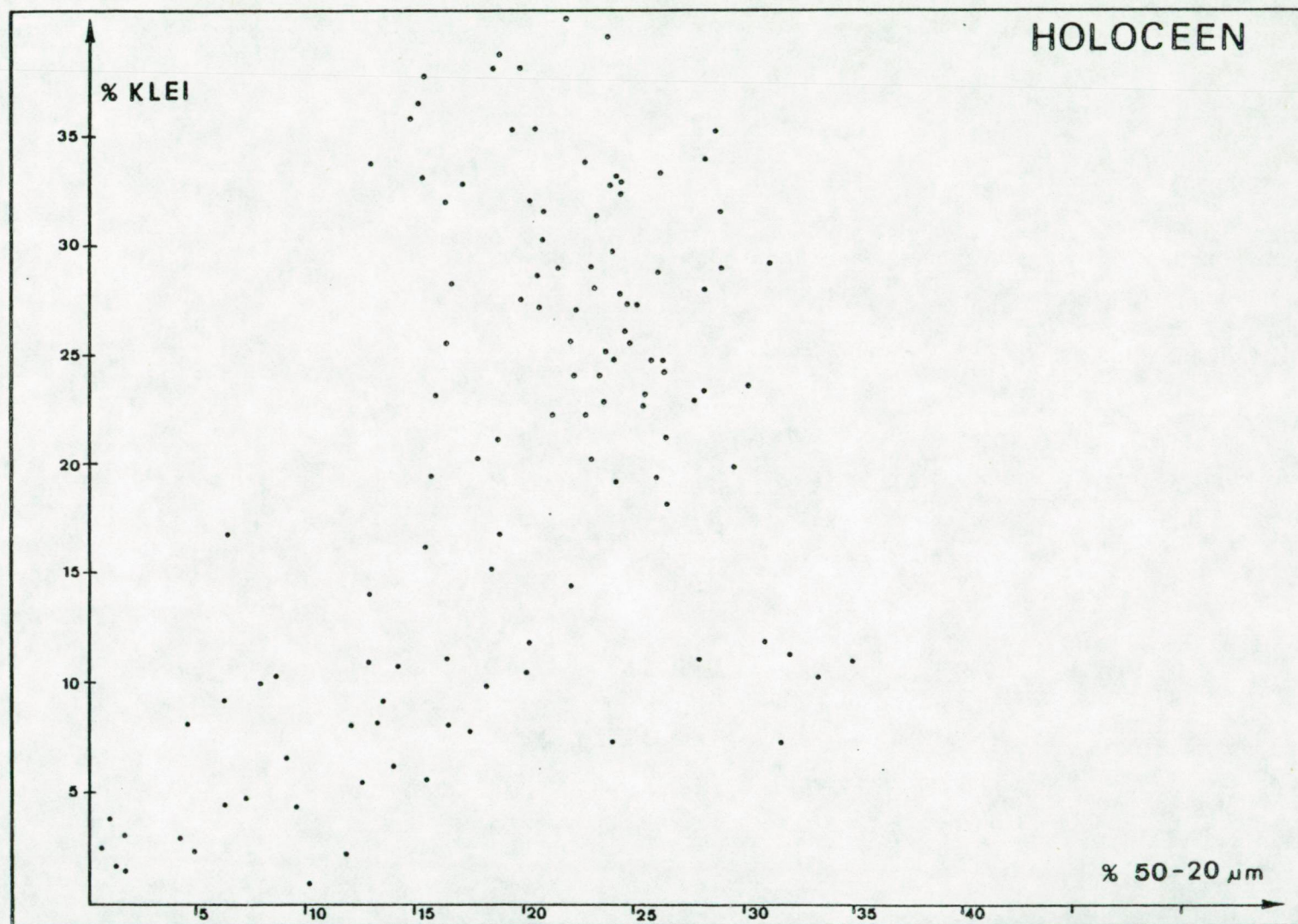


FIGUUR VIII.14. Verhouding tussen het kleigehalte en het gehalte kleiner dan 50  $\mu\text{m}$

- + Eemiaan hoogwadkleien
- o Holocene hoogwadkleien

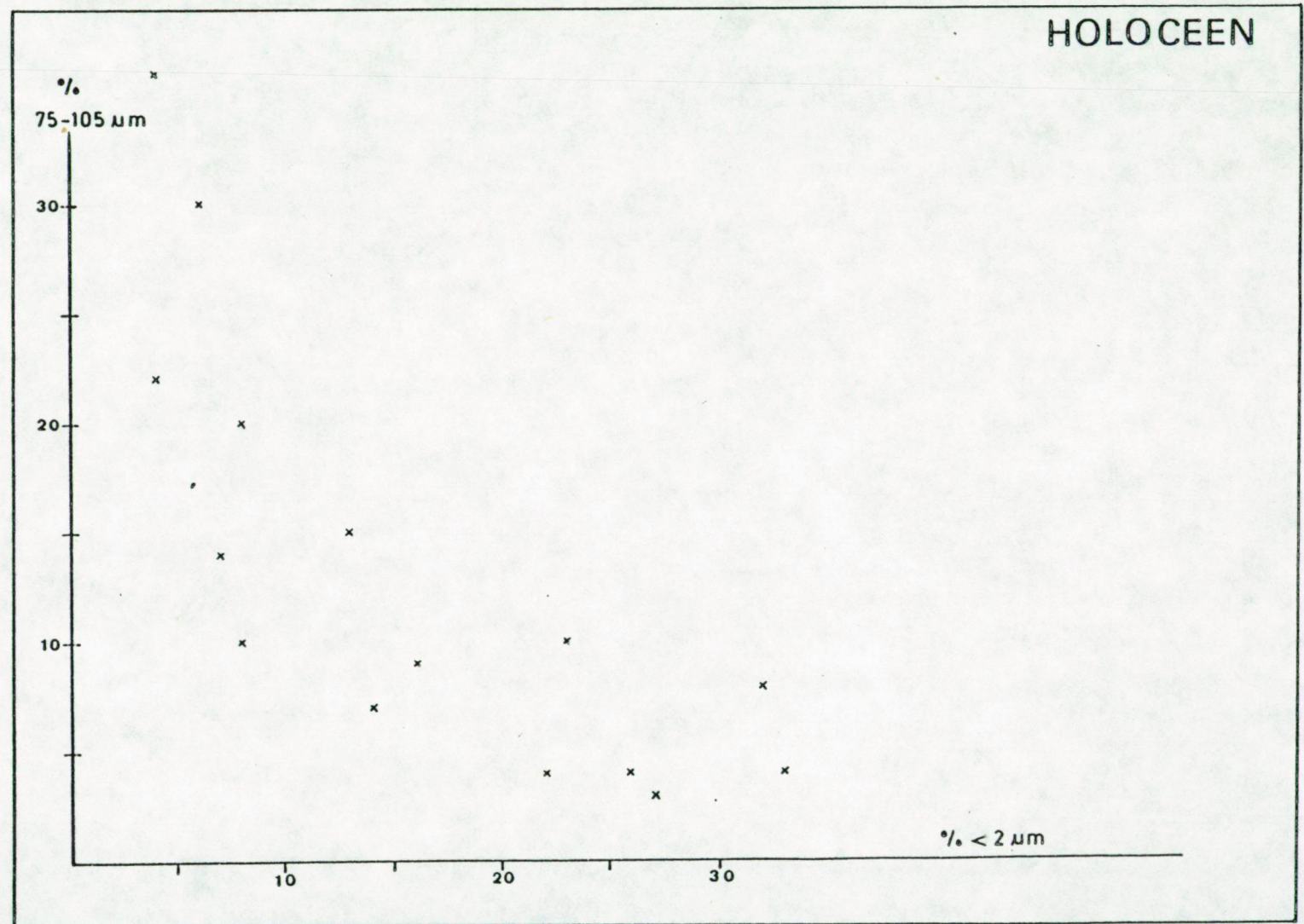


FIGUUR VIII. 14. vervolg. klei op de fractie 50 - 20  $\mu\text{m}$



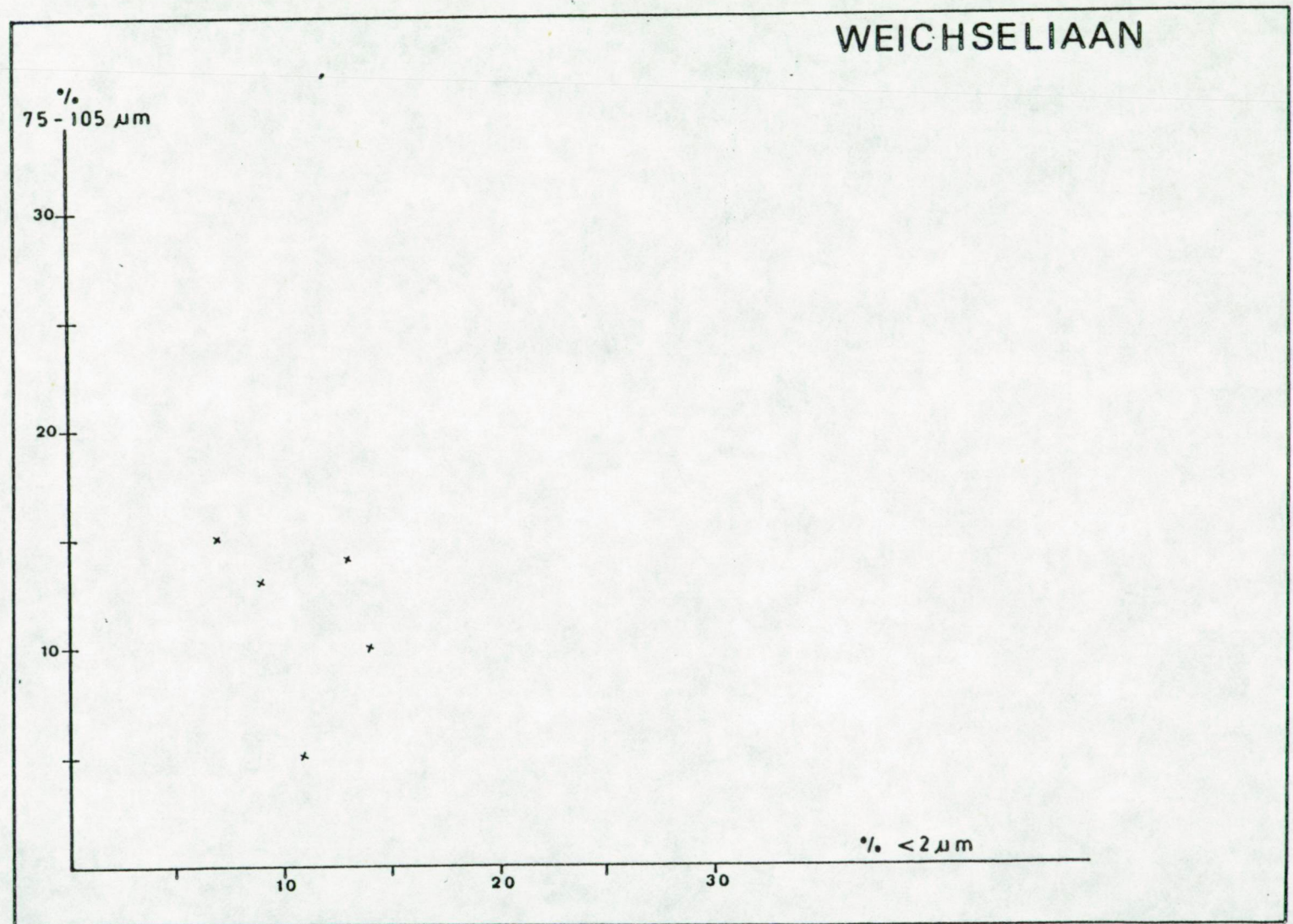


FIGUUR VIII.15. Verhouding van de kleifractie tegenover de fractie 105-75  $\mu\text{m}$



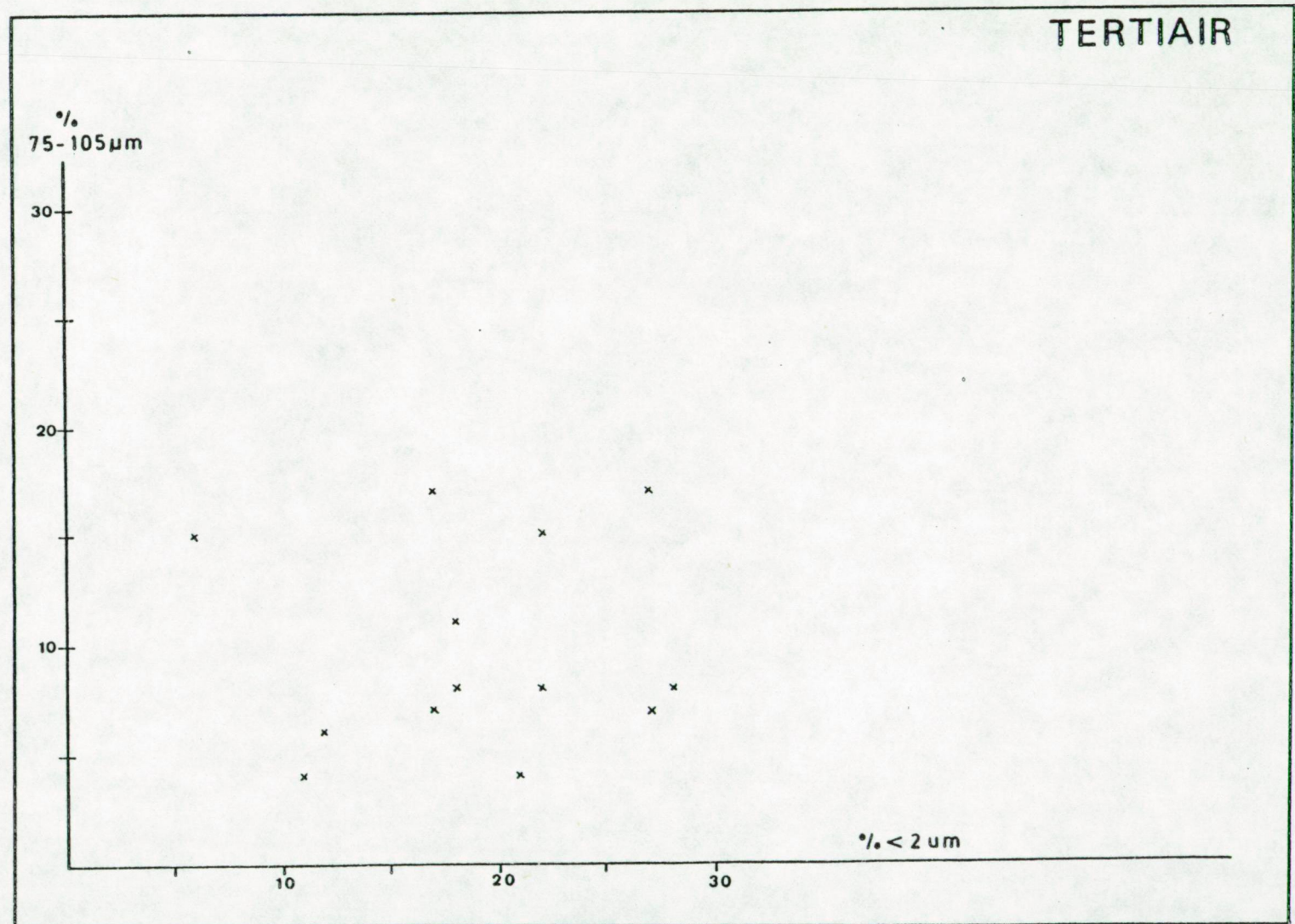


FIGUUR VIII.15. Verhouding van de kleifractie tegenover de fractie 105 - 75  $\mu\text{m}$





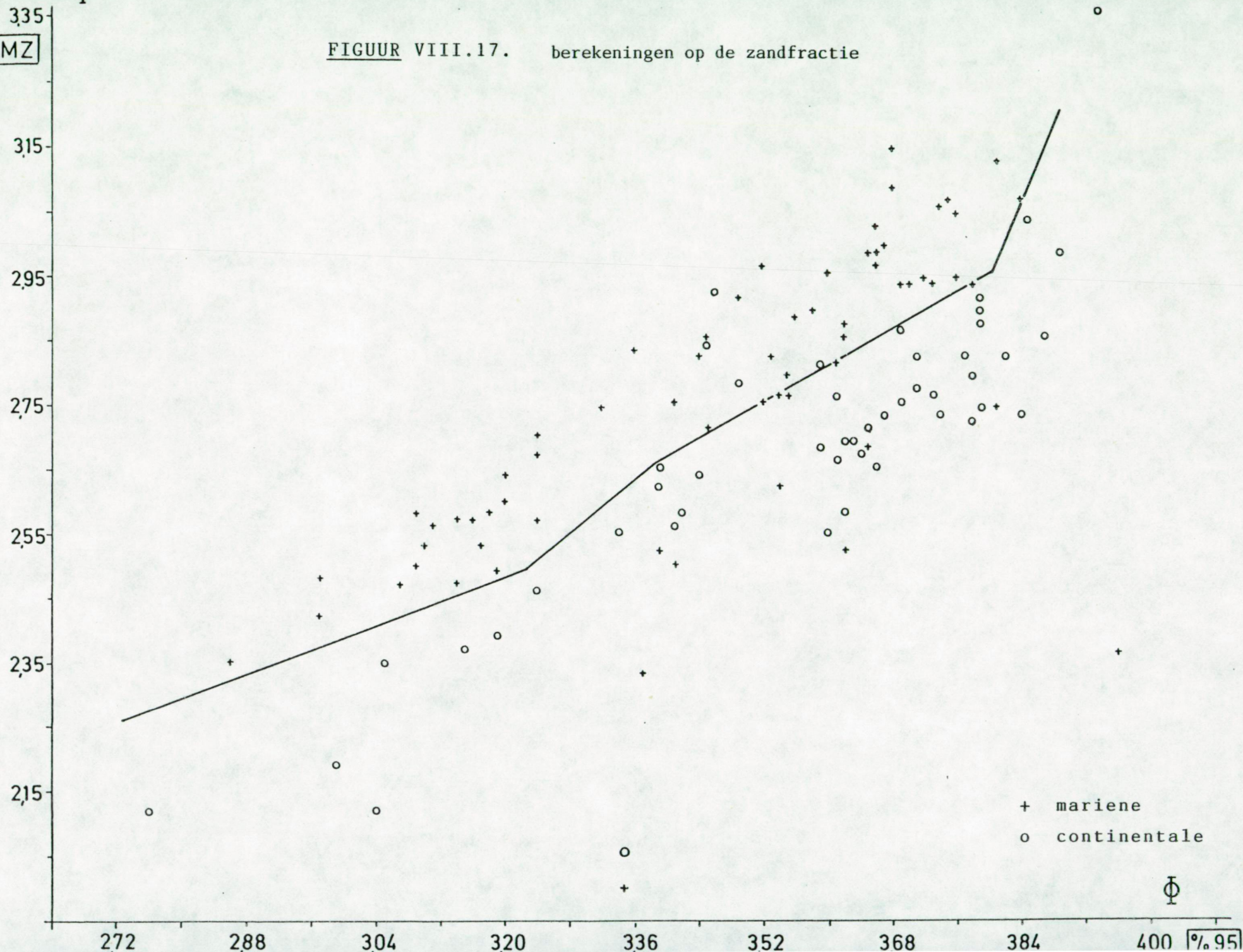
FIGUUR VIII.15. Verhouding van de kleifractie tegenover de fractie 105-75  $\mu\text{m}$





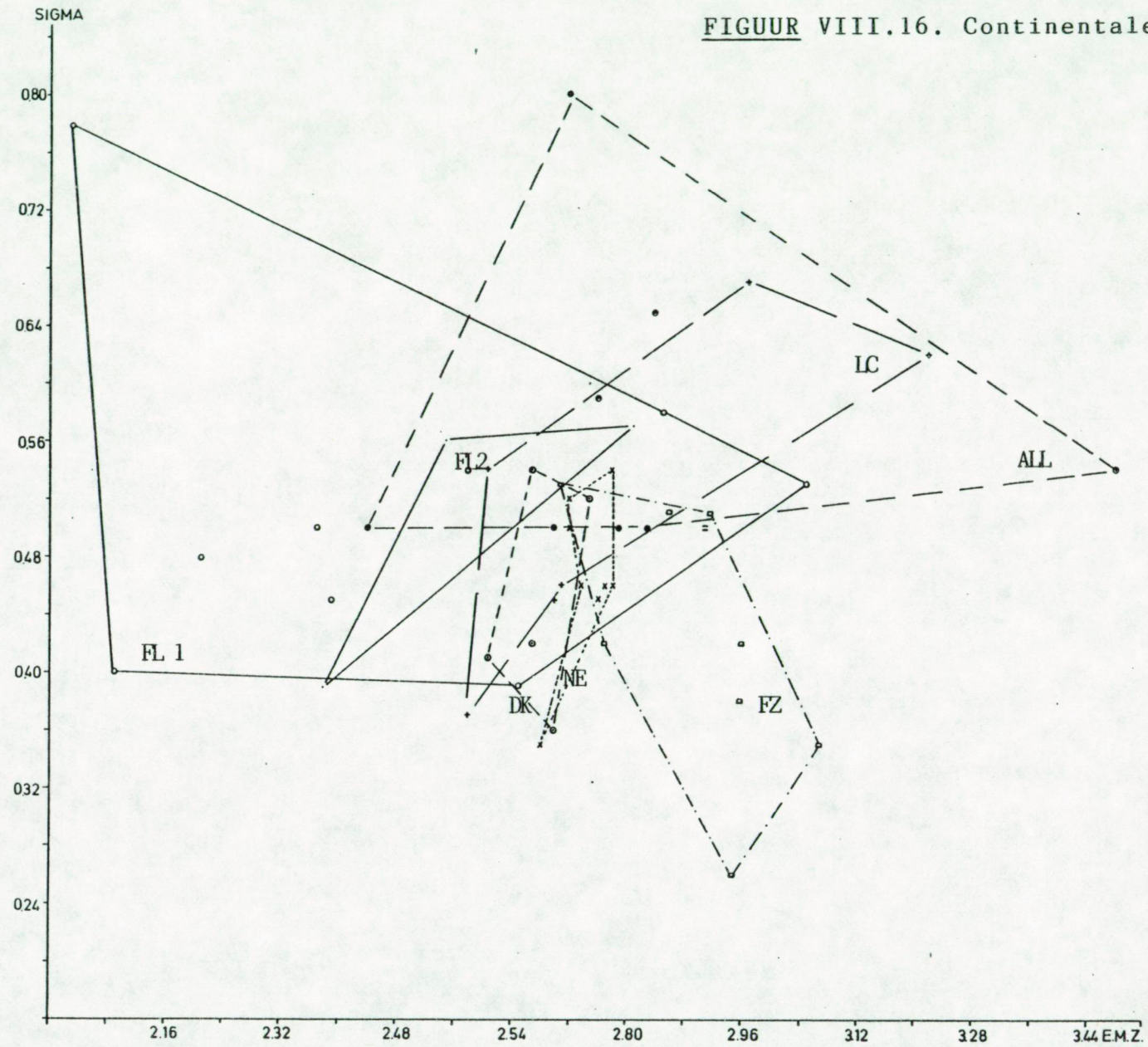
EMZ

FIGUUR VIII.17. berekeningen op de zandfractie

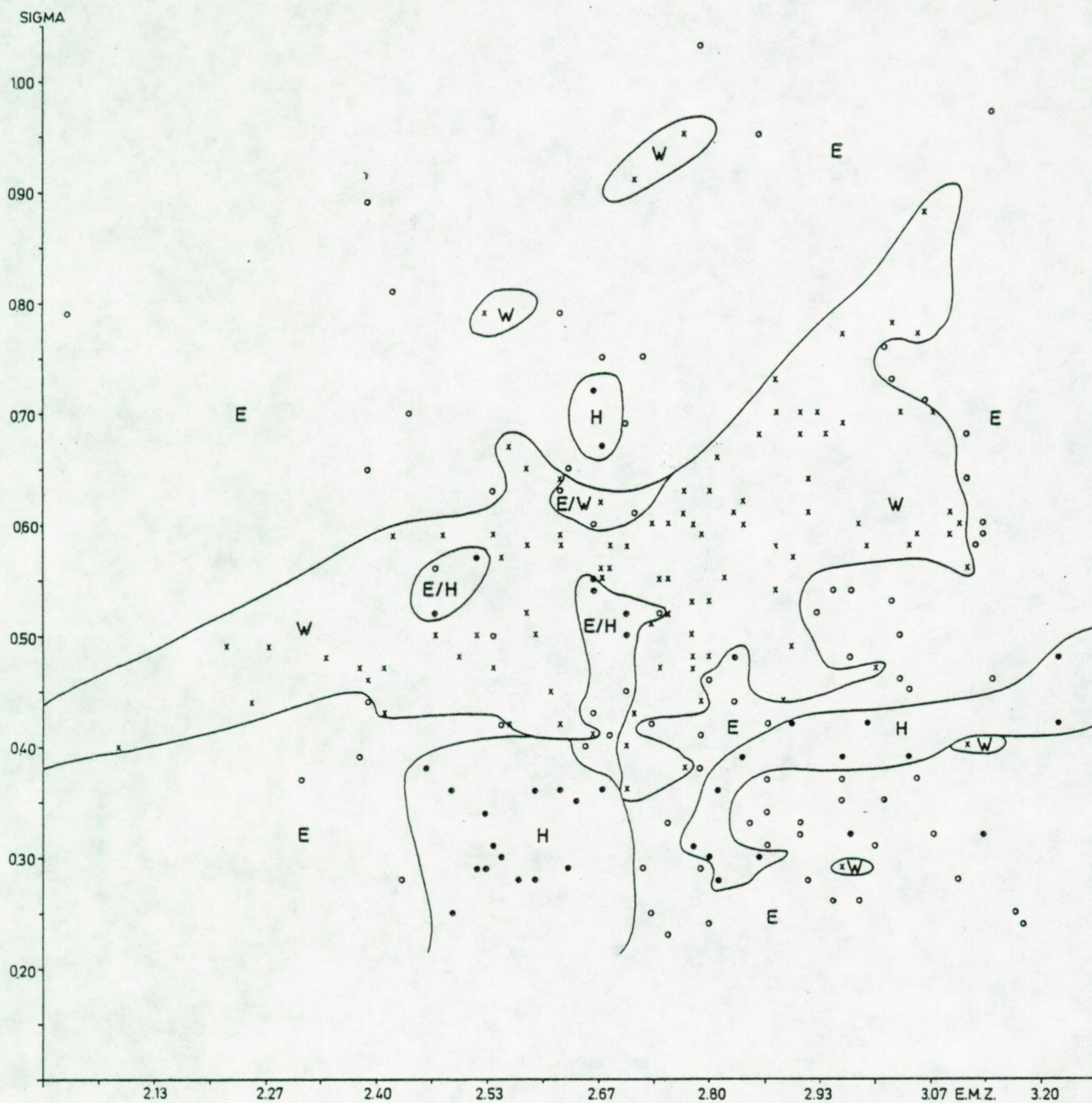




FIGUUR VIII.16. Continentale afzettingen



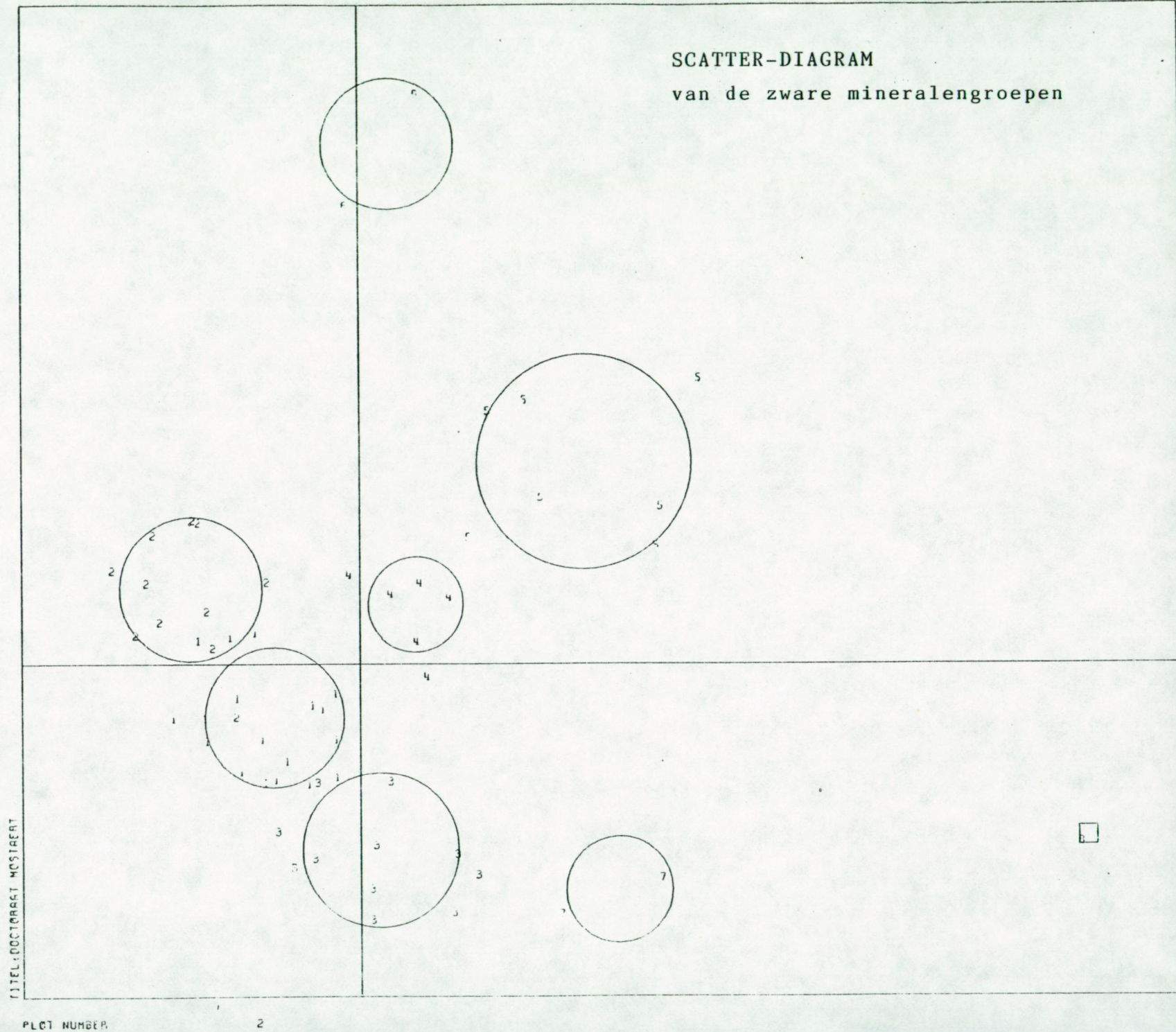




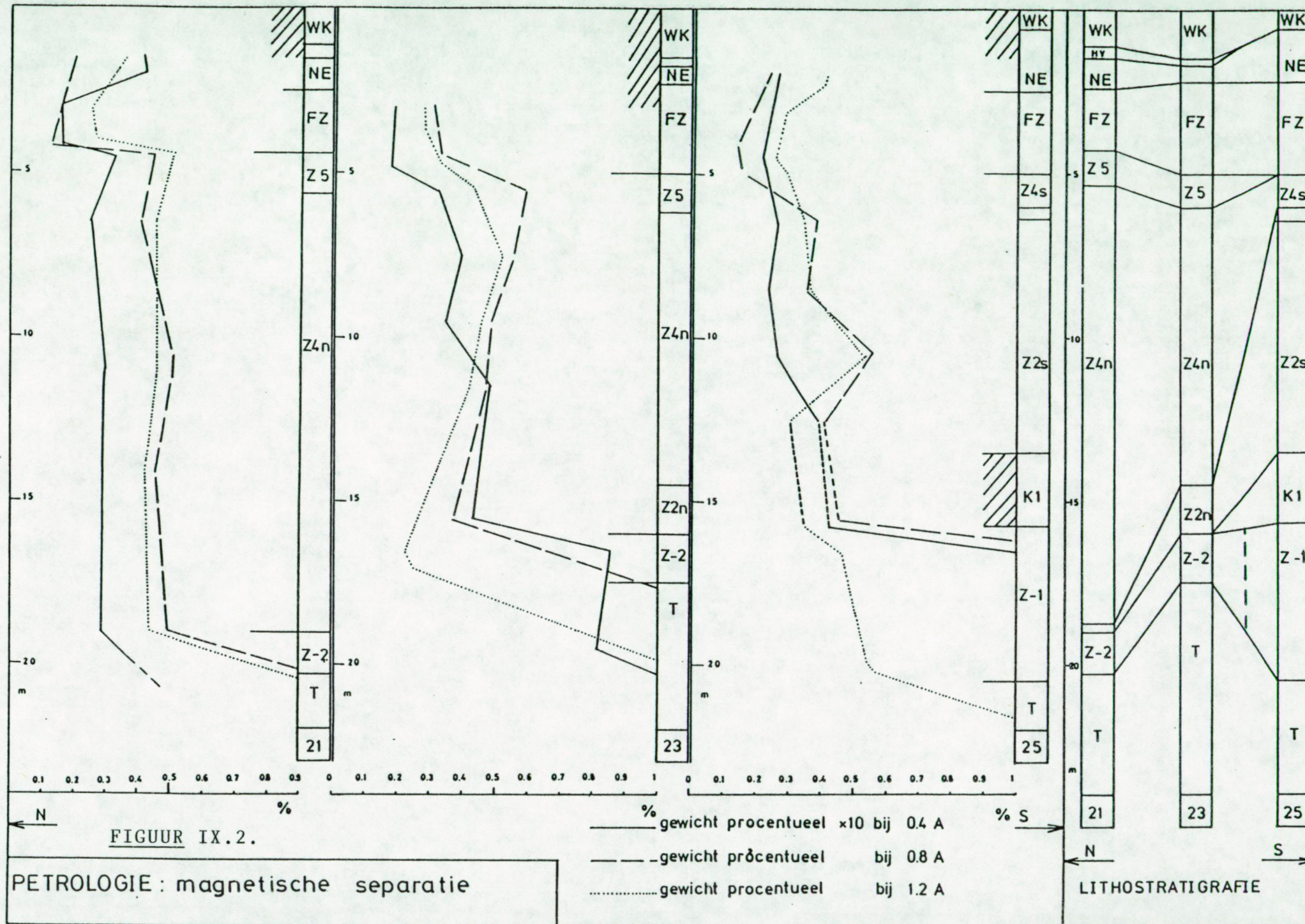
FIGUUR VIII.18. Gemiddelde tegenover de standaarddeviatie  
 E Eemian stalen  
 W Weichselian stalen  
 H Holocene stalen



# SCATTER-DIAGRAM van de zware mineralengroepen

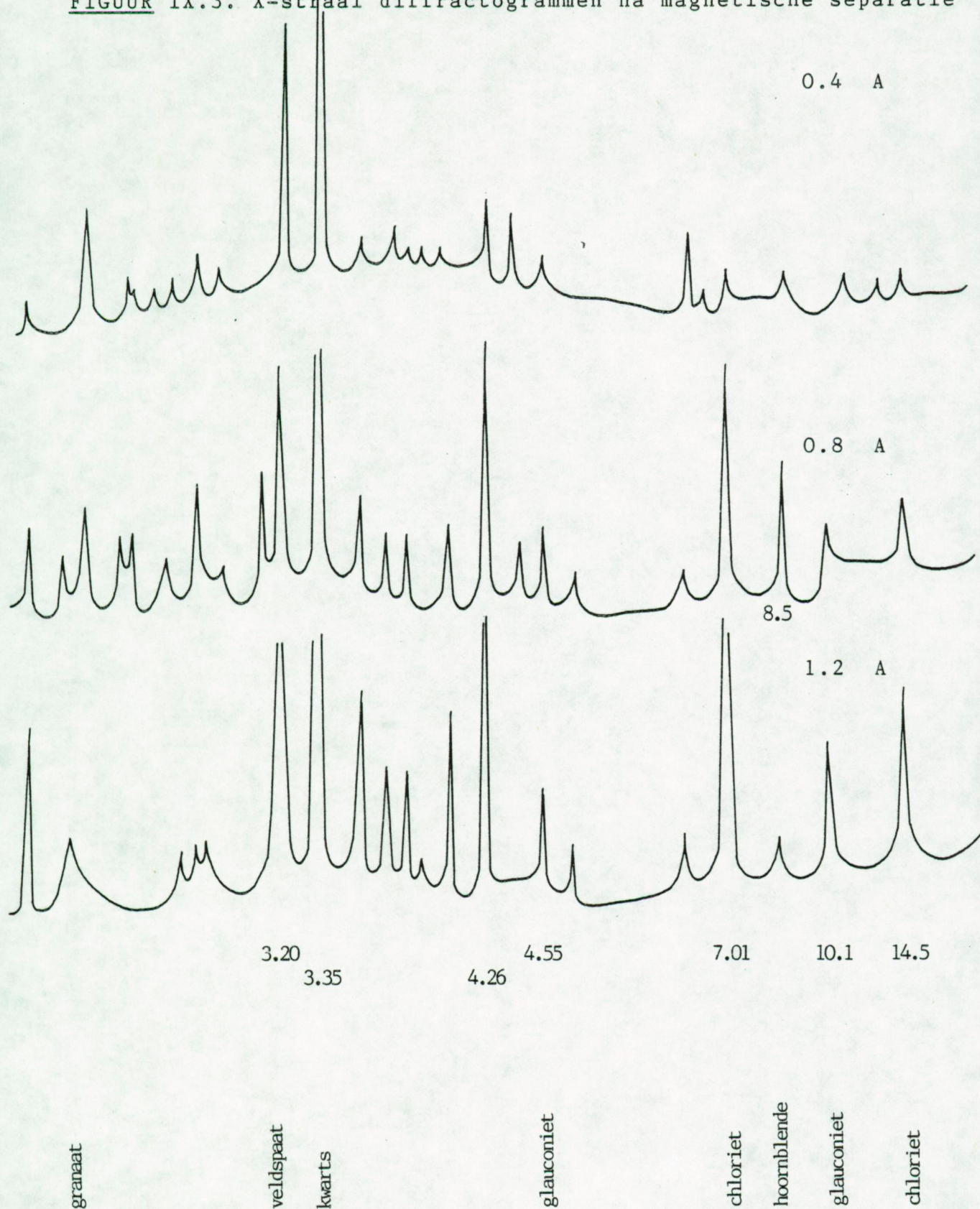








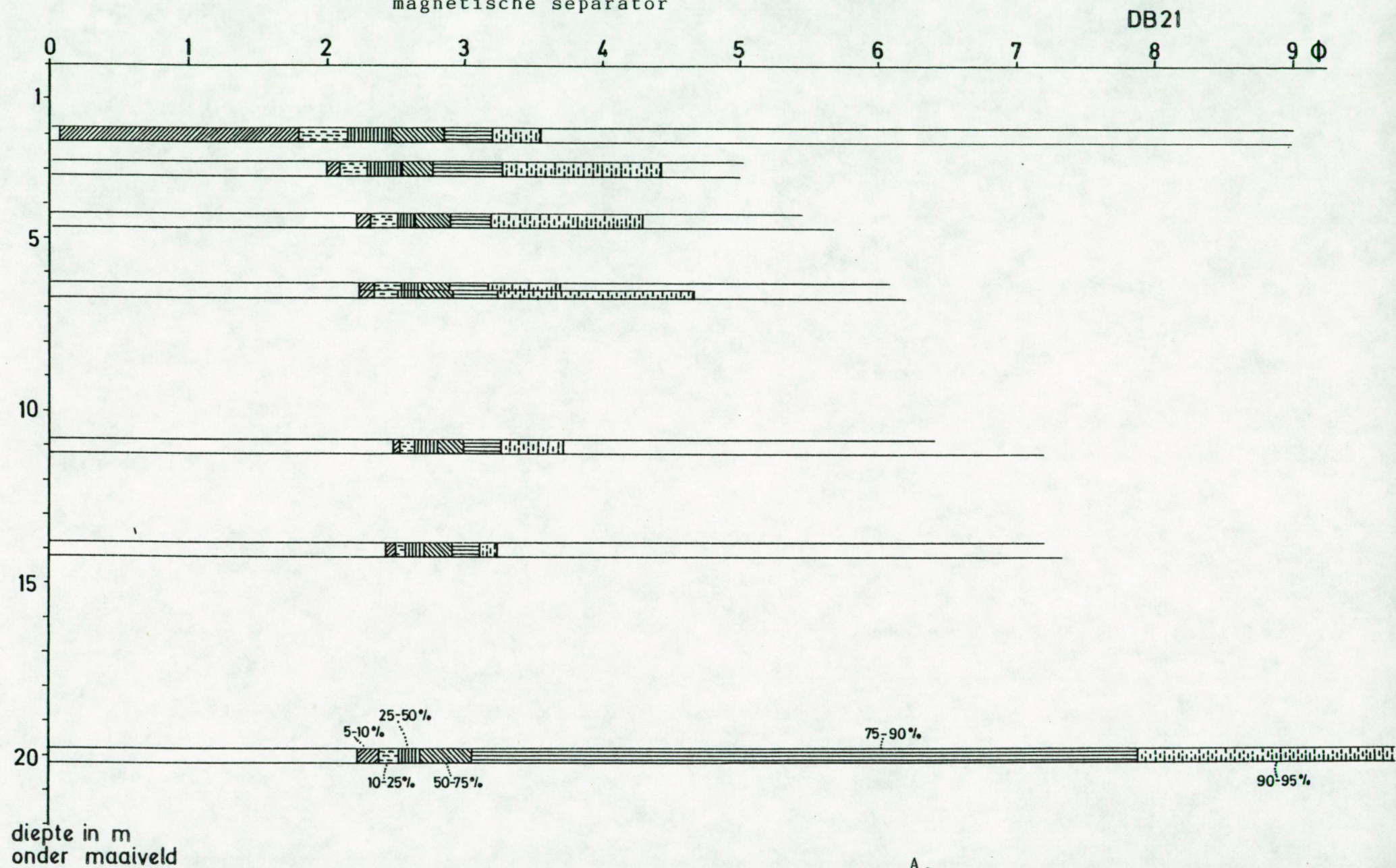
FIGUUR IX.3. X-straal diffractogrammen na magnetische separatie



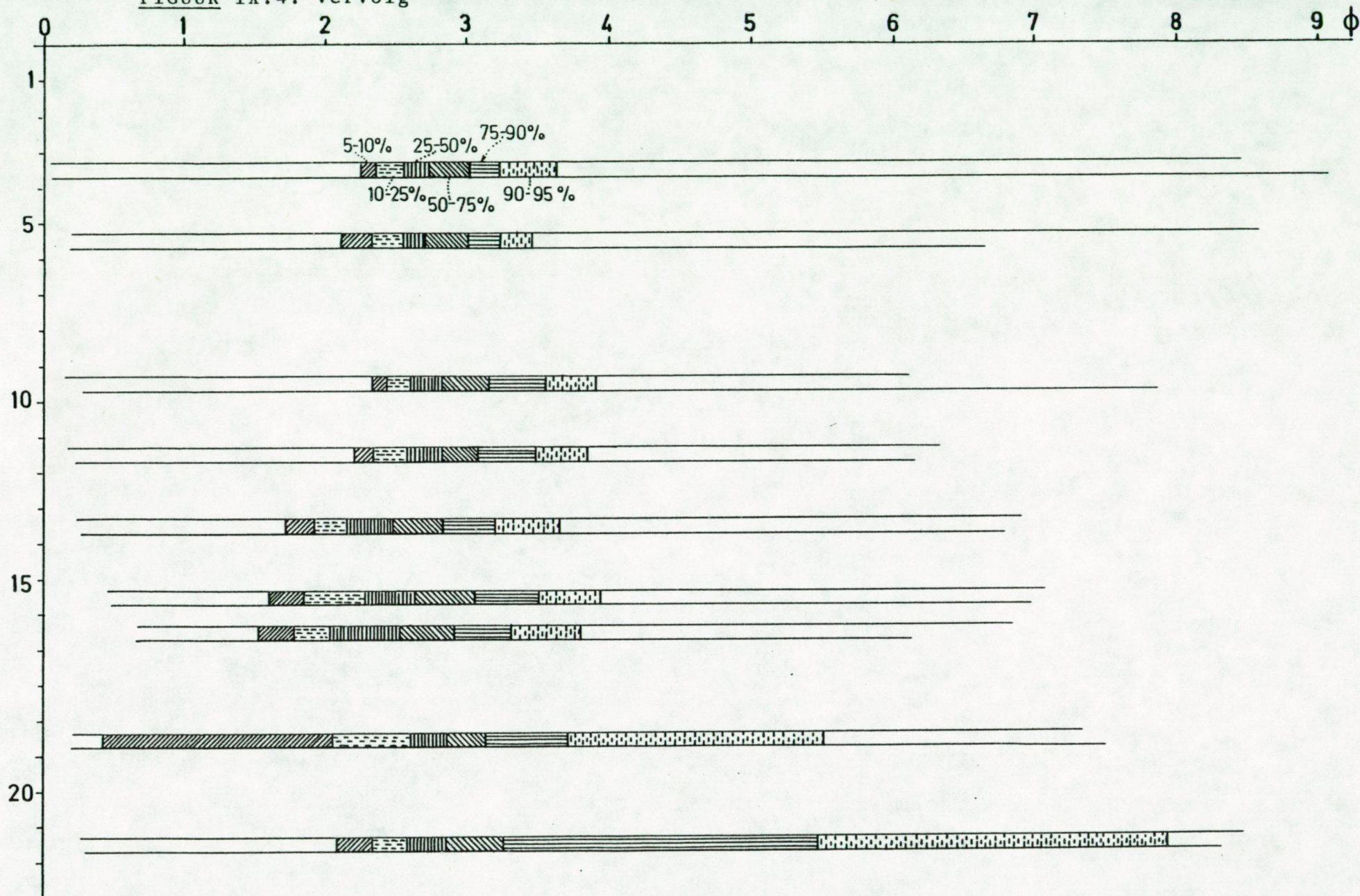
OK  
R: 400  
pH



FIGUUR IX.4. Granulometrische kenmerken van de stalen behandeld met de magnetische separator







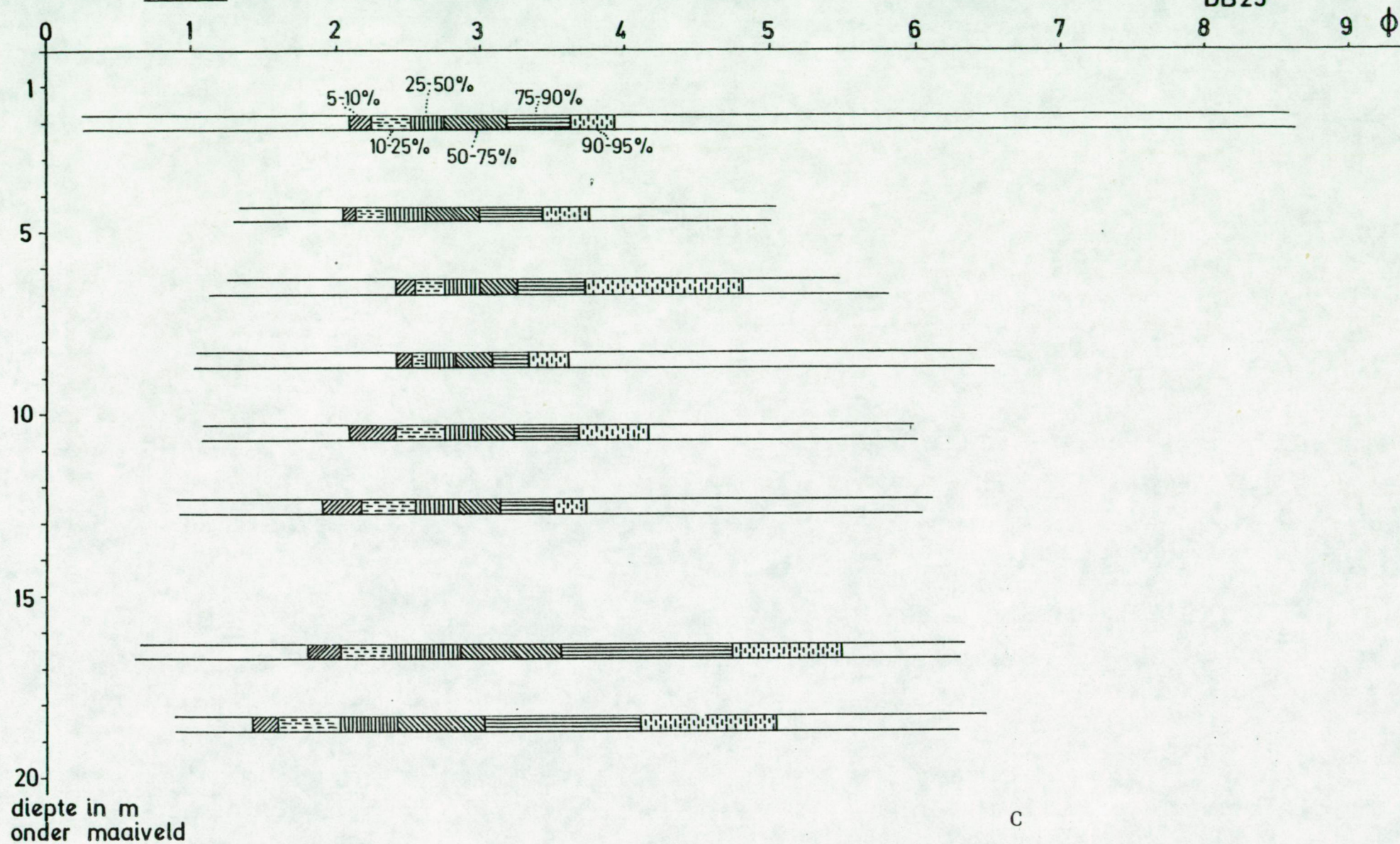
diepte in m  
onder maaiveld

B.

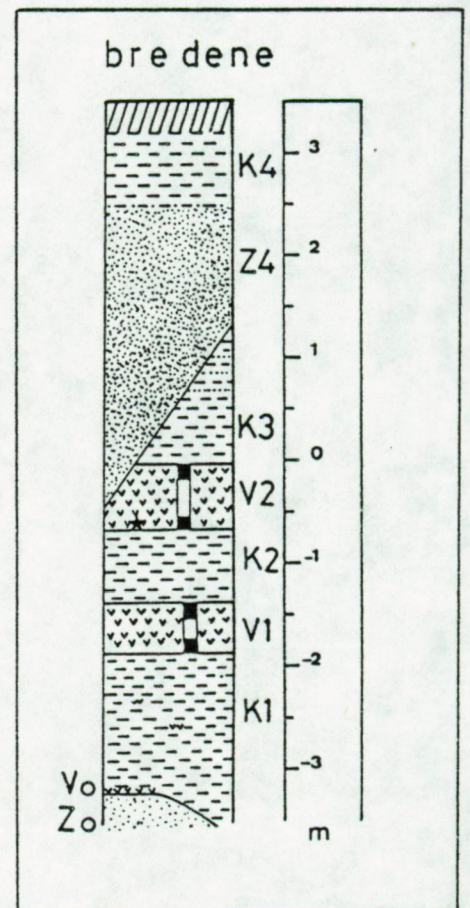
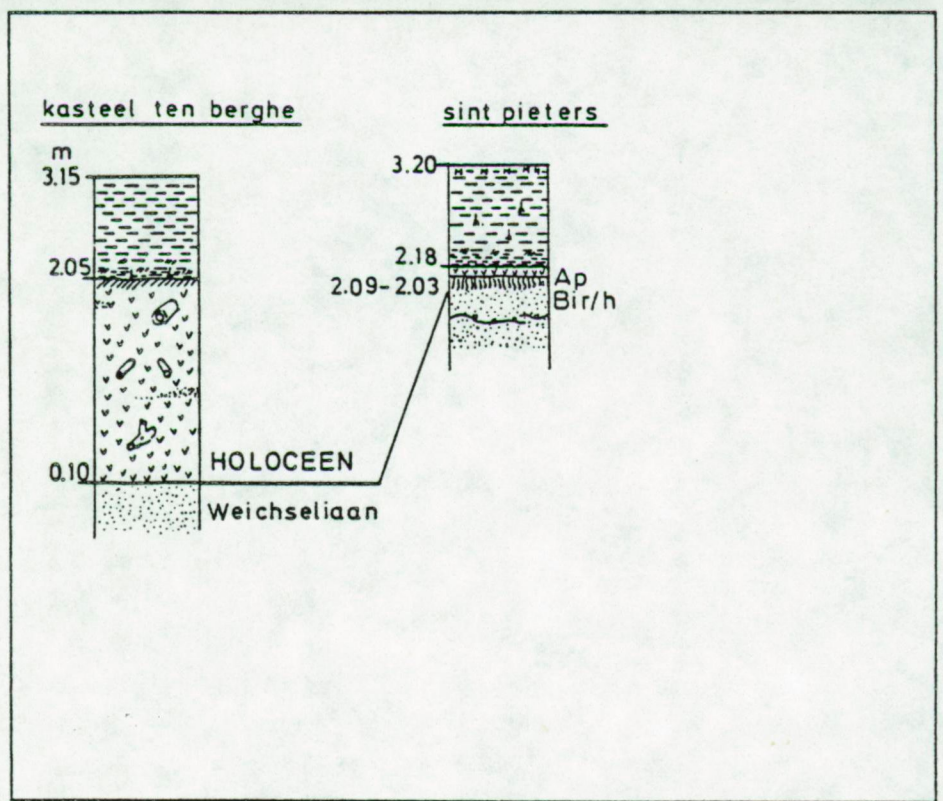


FIGUUR IX.4. vervolg

DB25

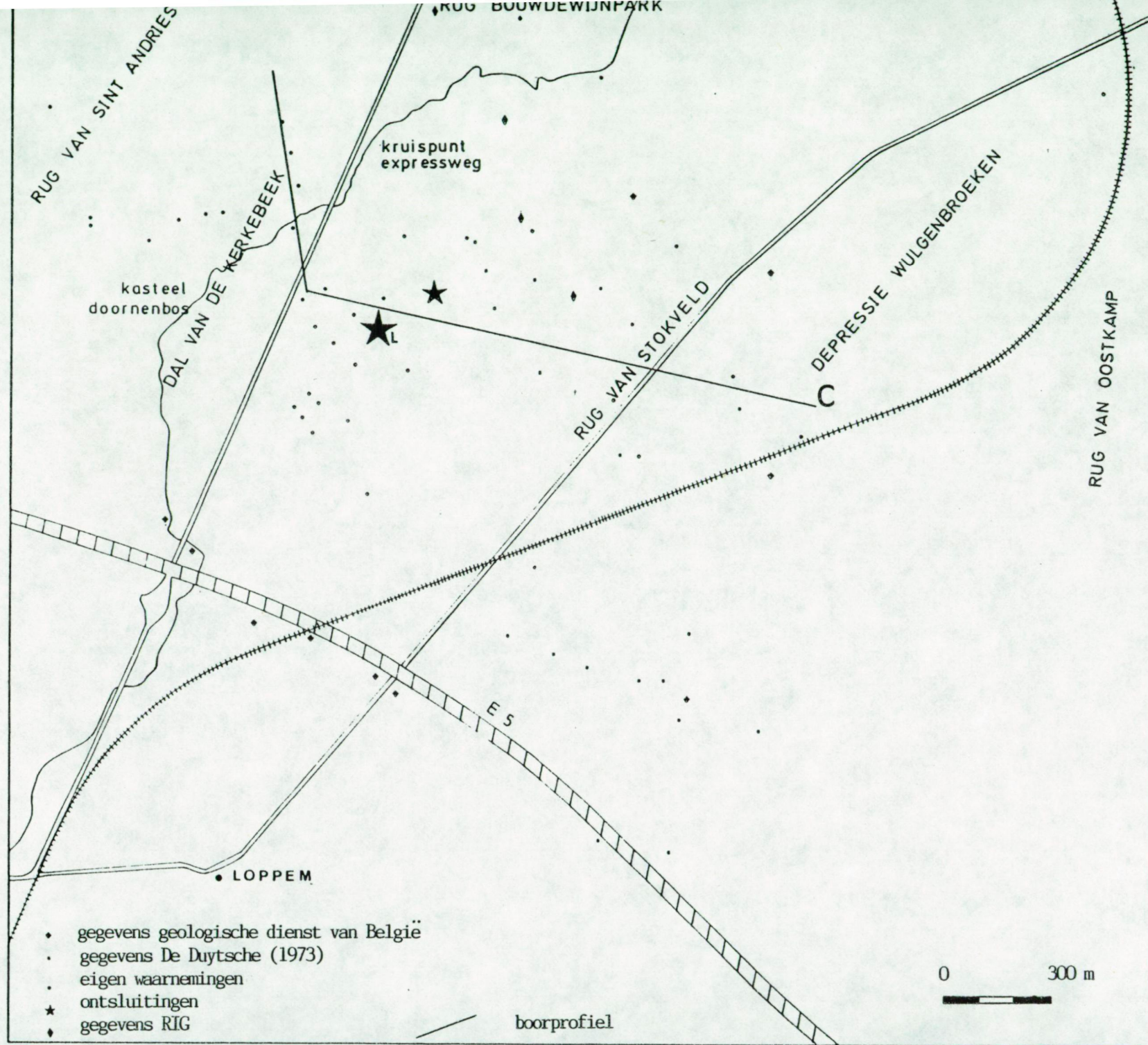






FIGUUR IX.5. Situering van de pollen-sequenties

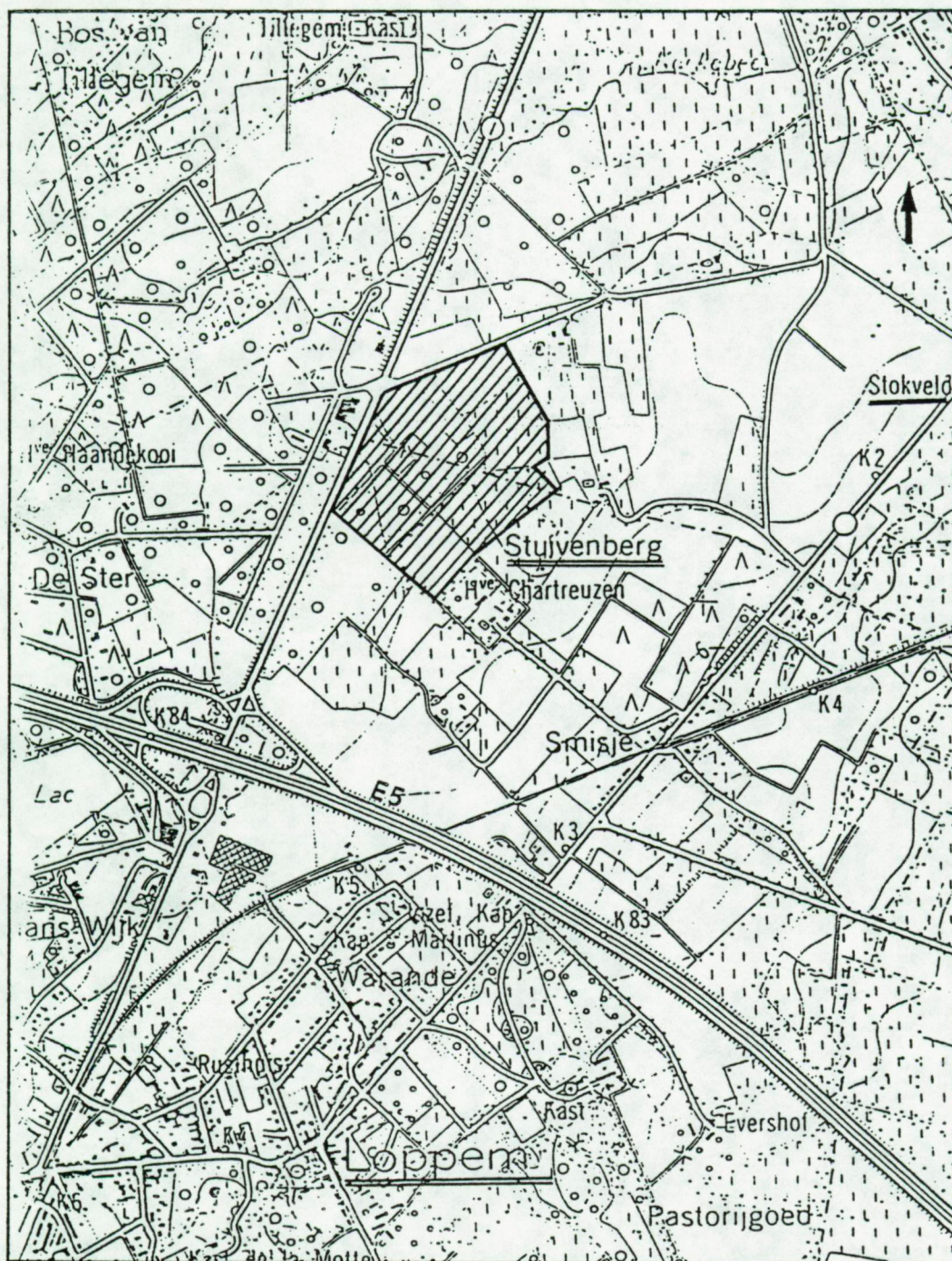




**FIGUUR X.1.**

Situering Loppem



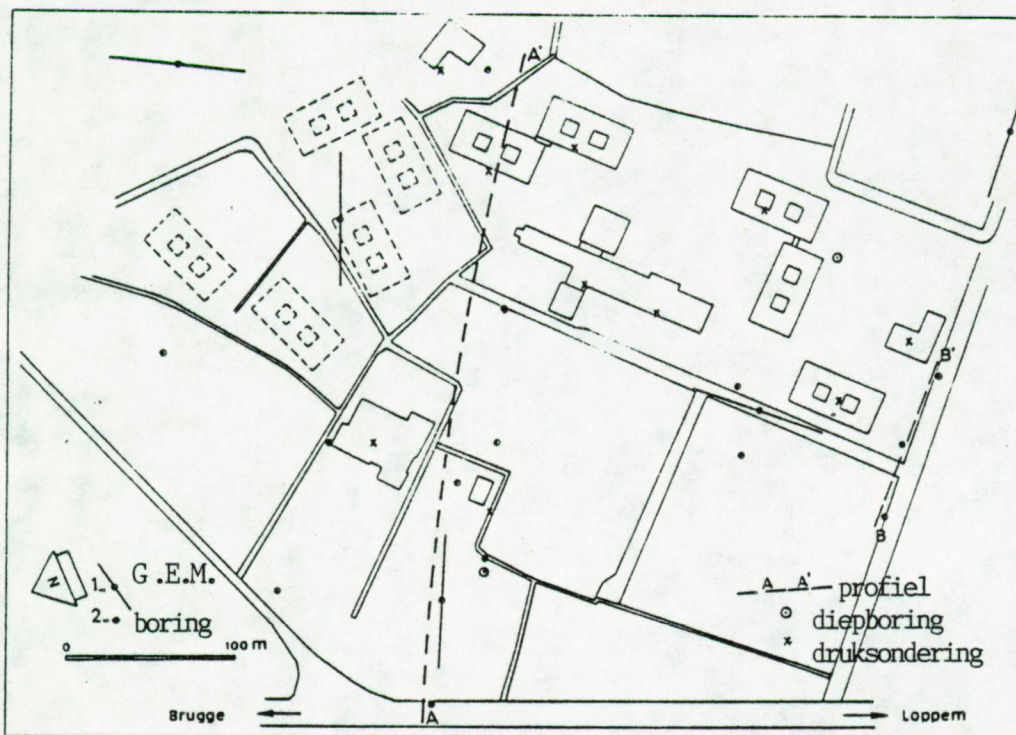


--- 100 m

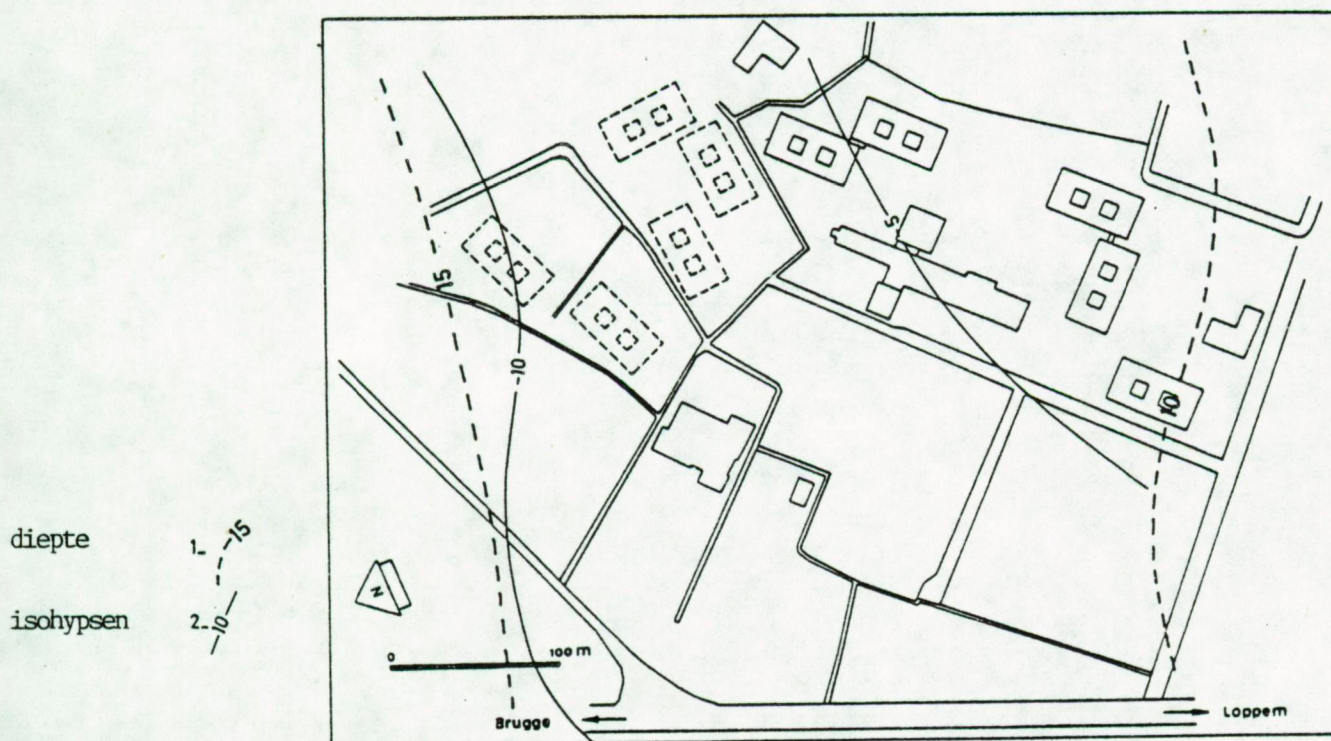
FIGUUR X.2. Situering Ontsluiting Loppem -  
Instituut voor Diep-Oligofrenen.

zie ook volgende pagina





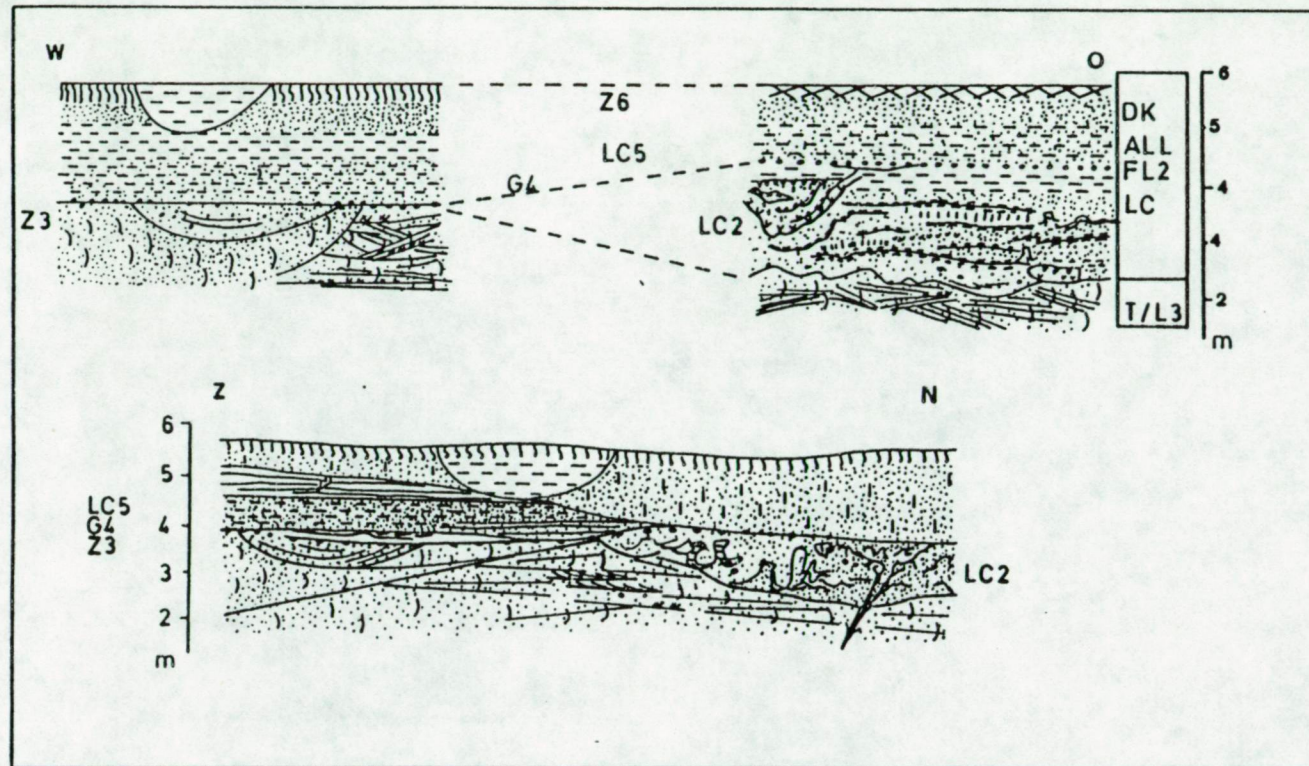
FIGUUR X.2. ontsluiting Loppem; situering van de waarnemingen  
 GEM= geo-electrische meting



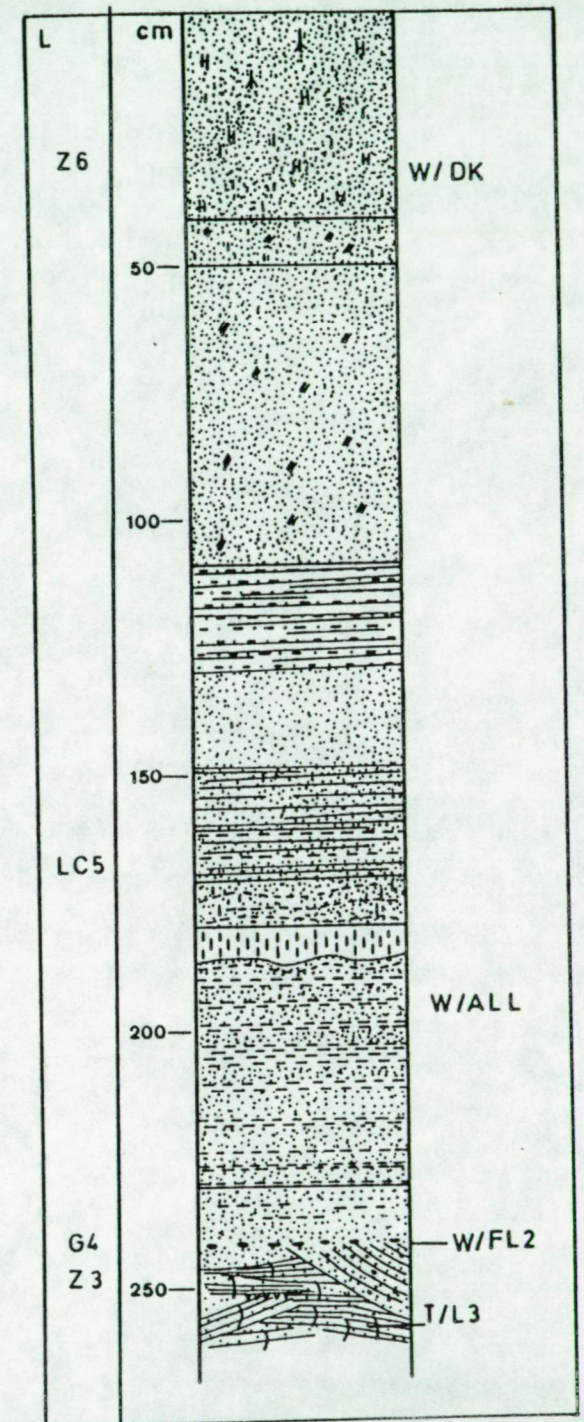
FIGUUR X.7. isohypsen van de kleilaag Ko  
 diepte onder het maaiveld



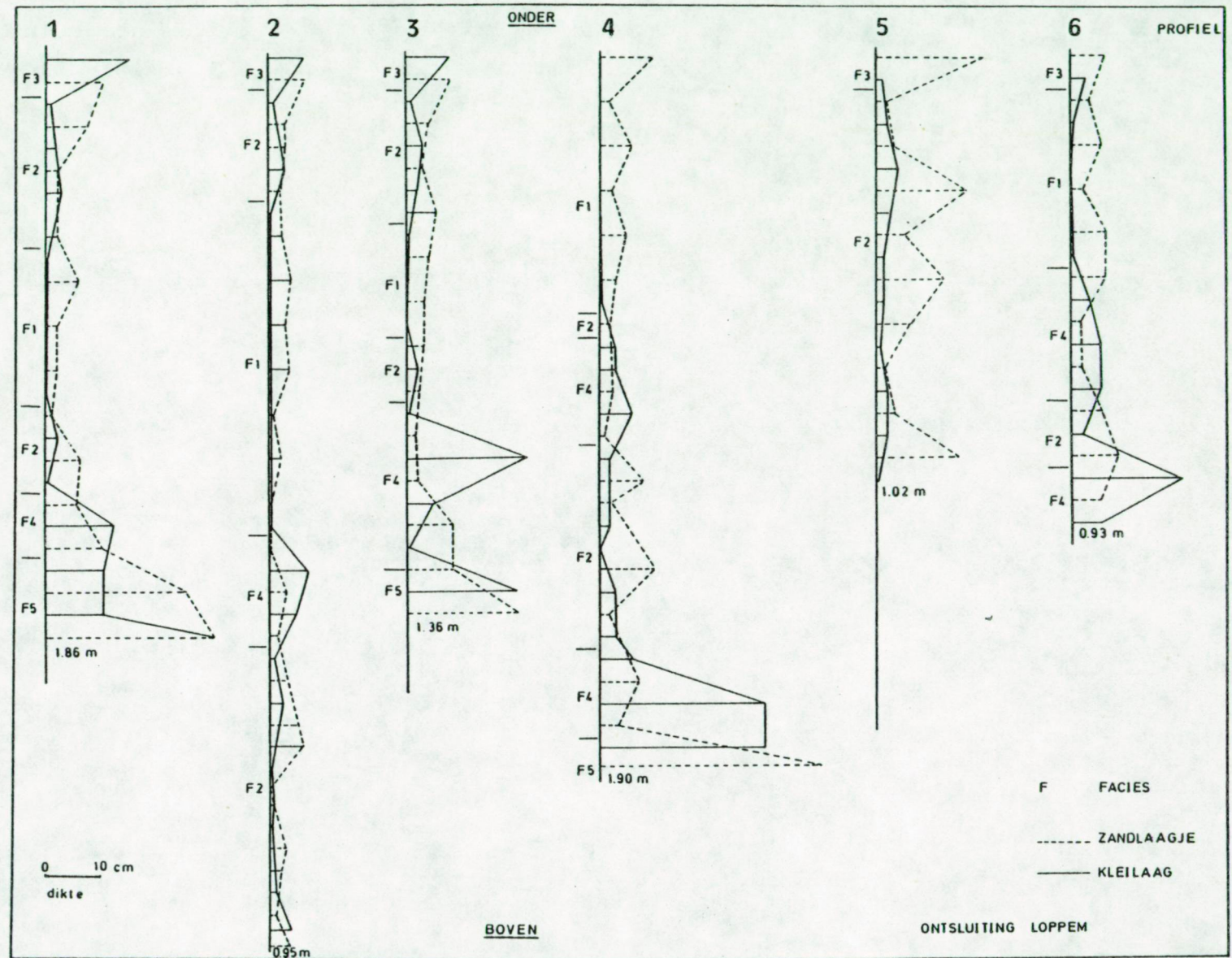
FIGUUR X.3. Ontsluiting Loppem, algemene  
vertikale kolom



FIGUUR X.4. Ontsluiting Loppem, enkele overzichtsschetsen



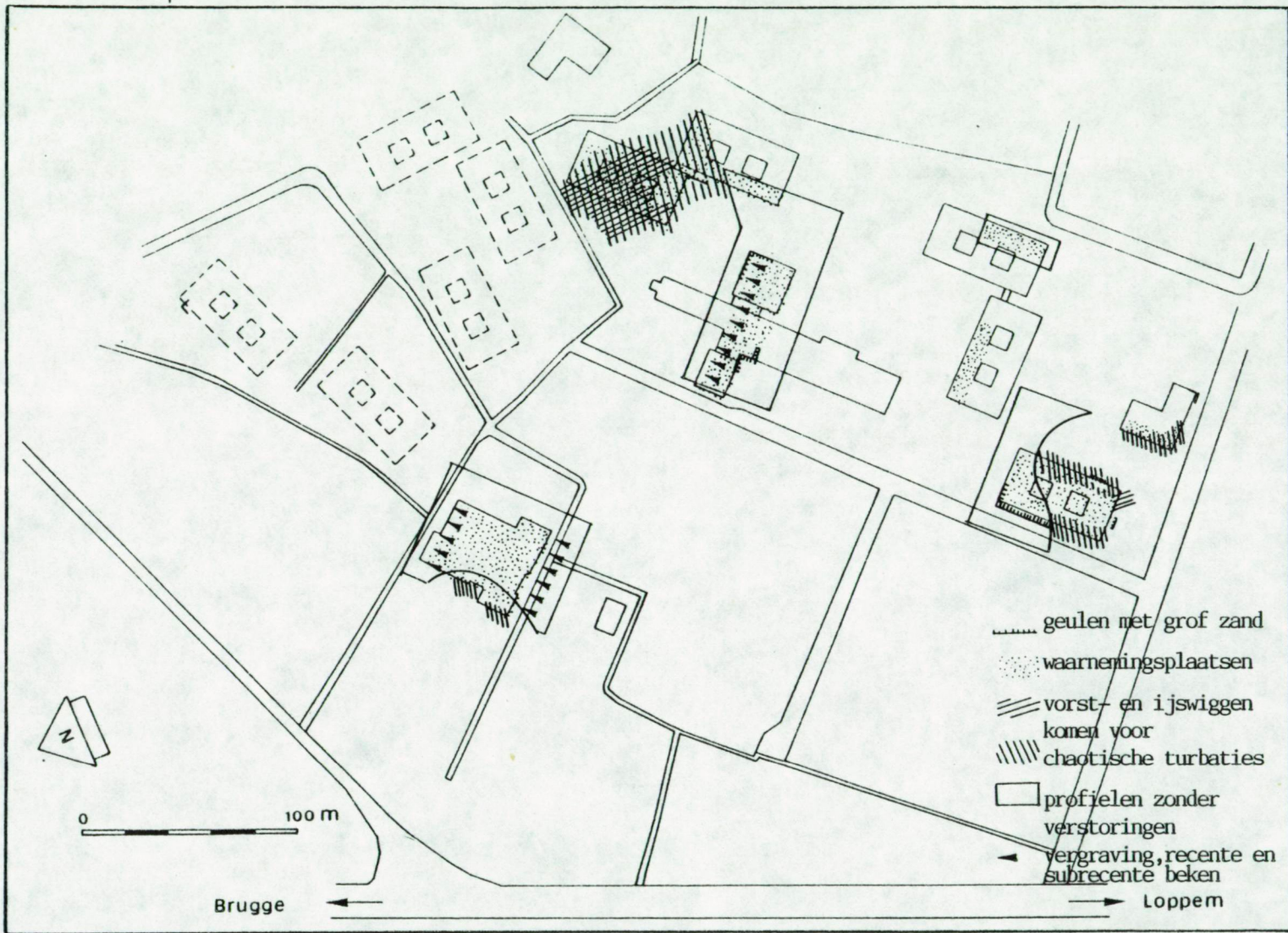




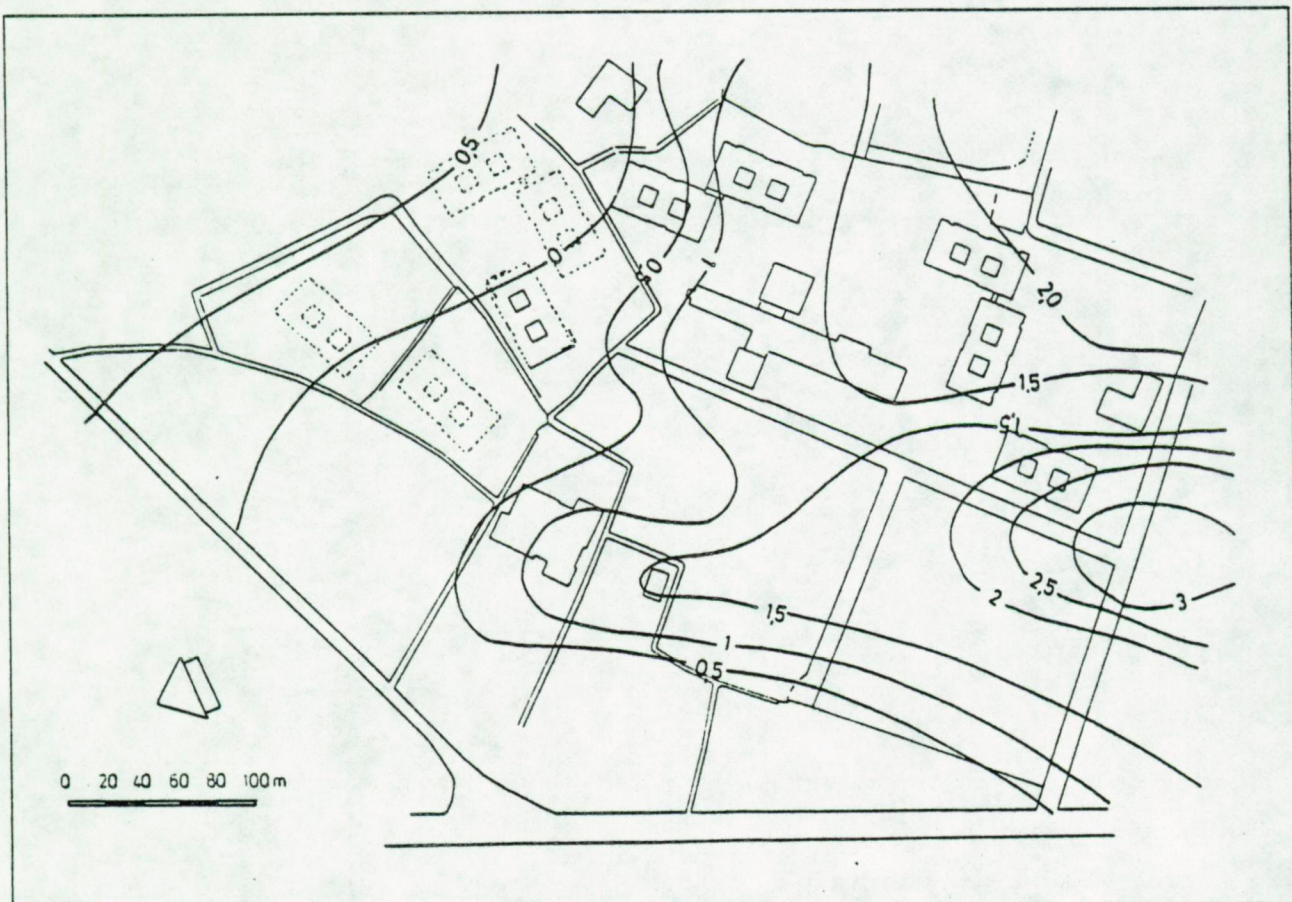
FIGUUR X.5. Tellingen van de dikte van de klei- en zandlaagjes uit de eenheid W/ ALL



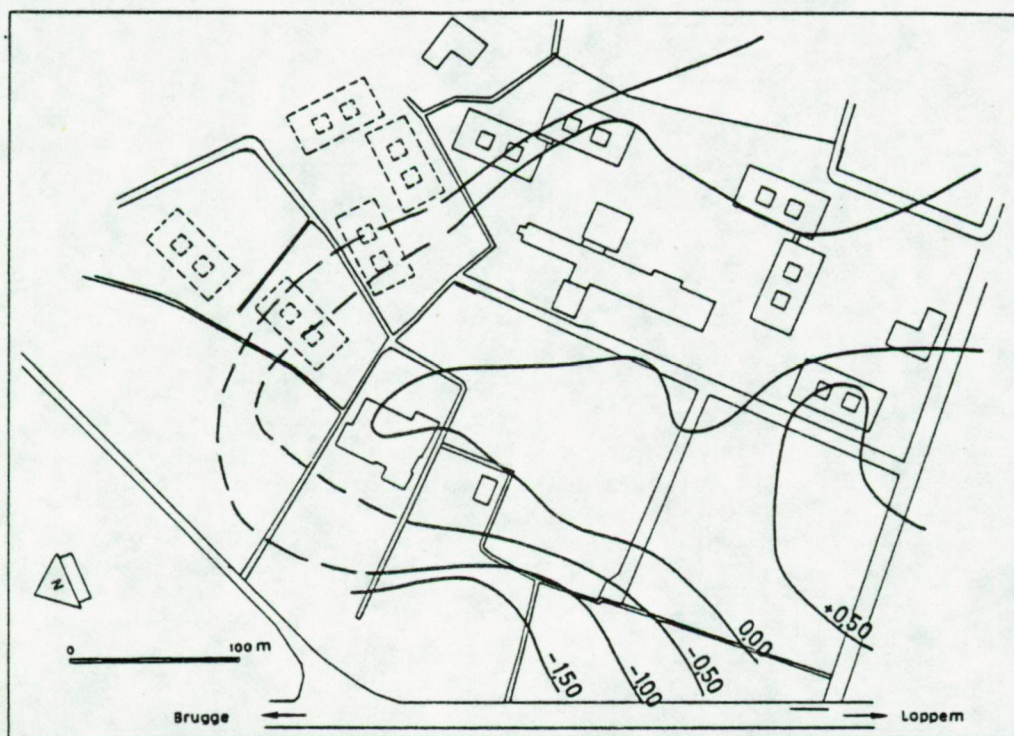
**FIGUUR** X.6. Verspreiding van specifieke facies





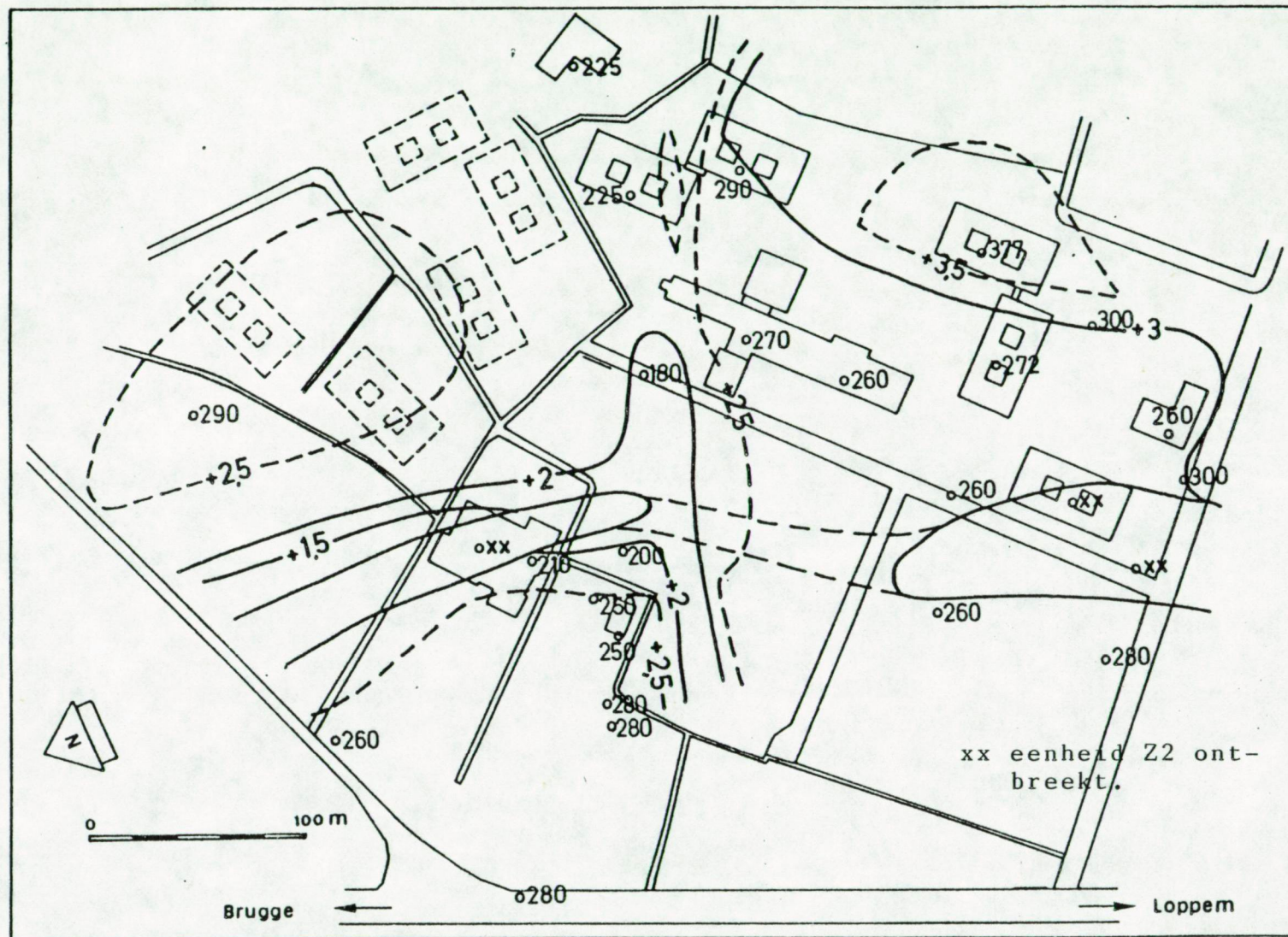


FIGUUR X.8. b. top van de kleiige laag Z1K (Oostends Peil)



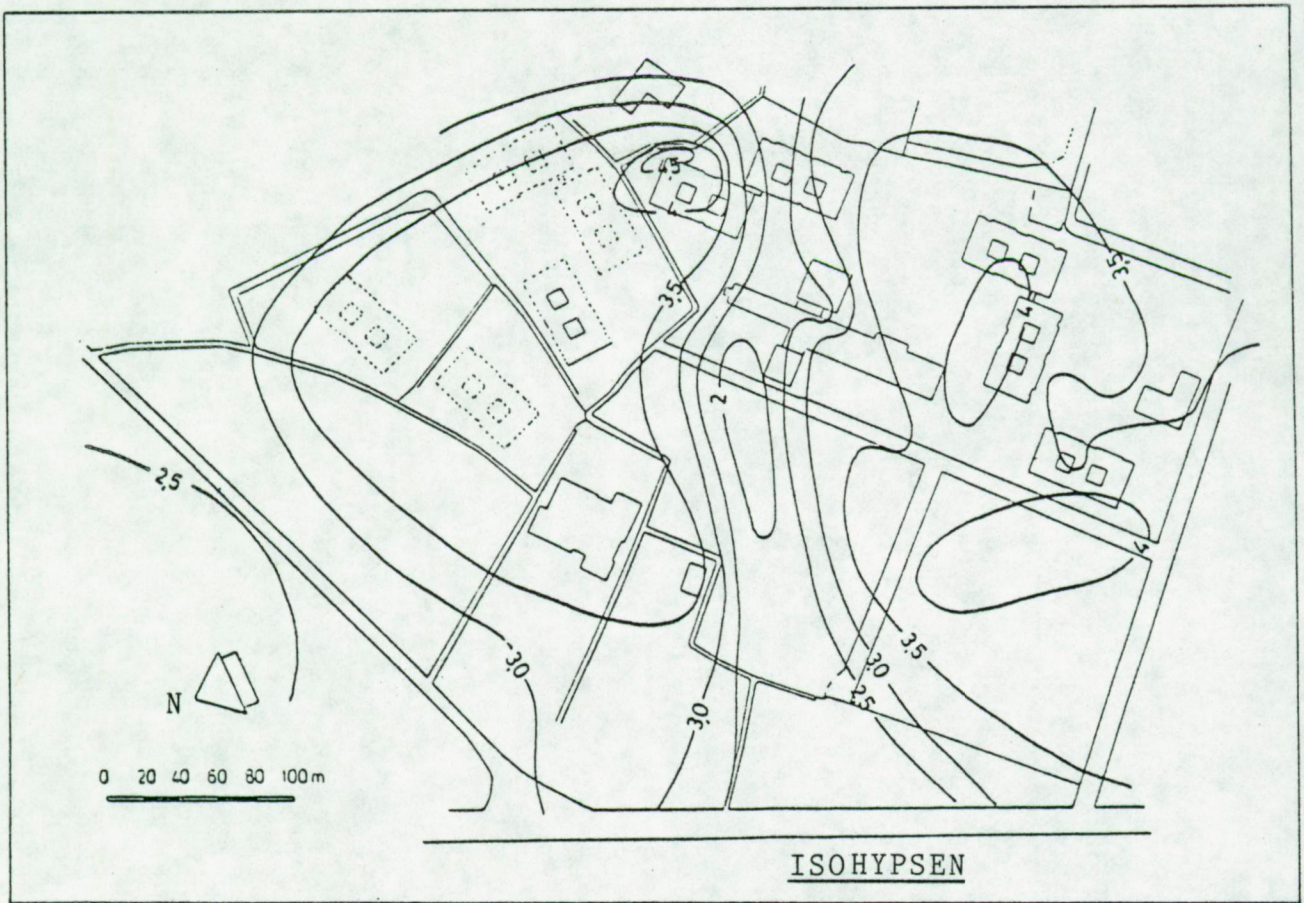
FIGUUR X.8. b. Basis van de kleiige laag Z1K



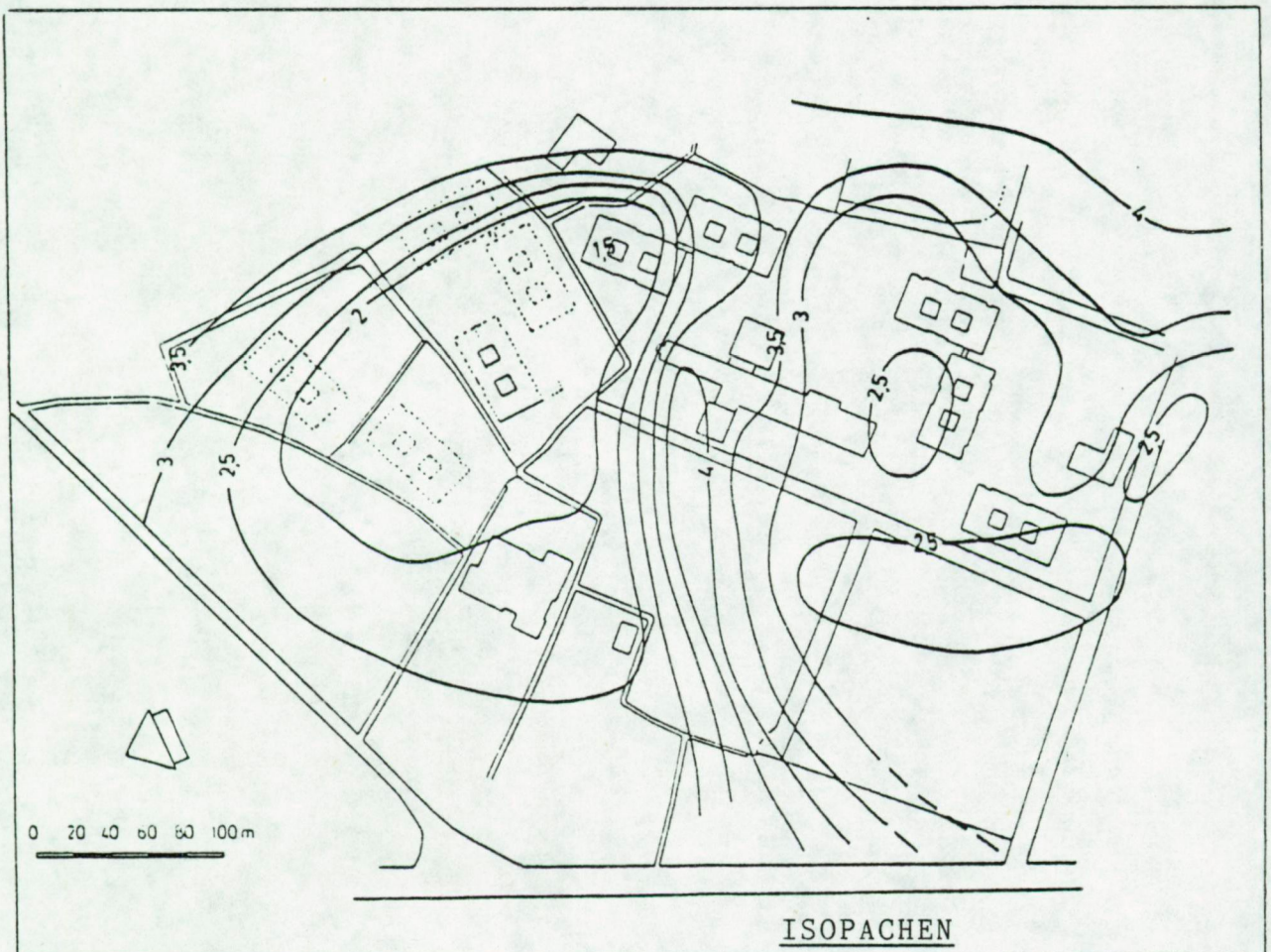


**FIGUUR X.9.** De top van de Tertiaire eenheid Z2

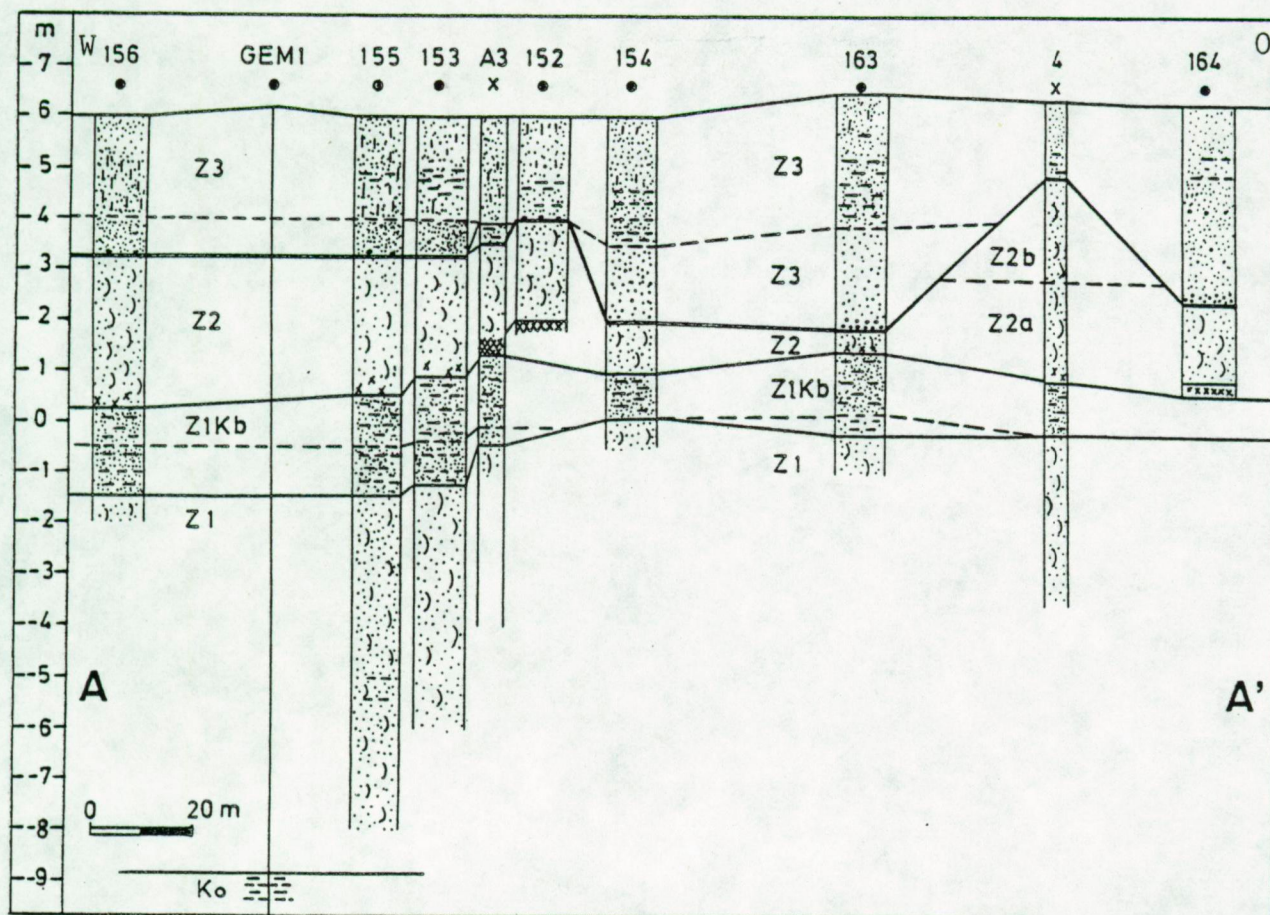




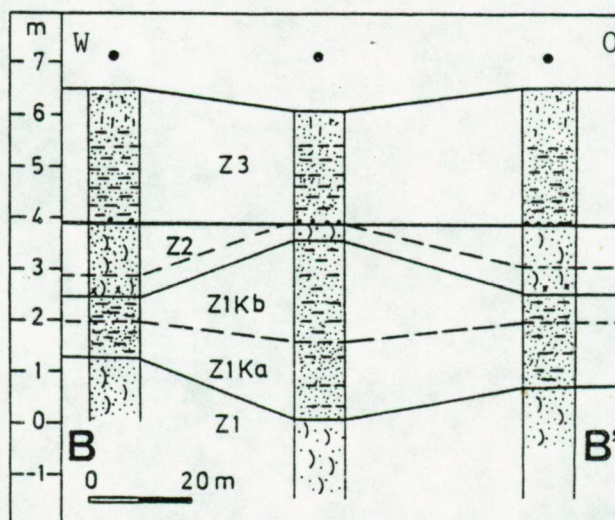
FIGUUR X.10. isohypsen van de basis van het Kwartair  
isopachen van het Kwartair





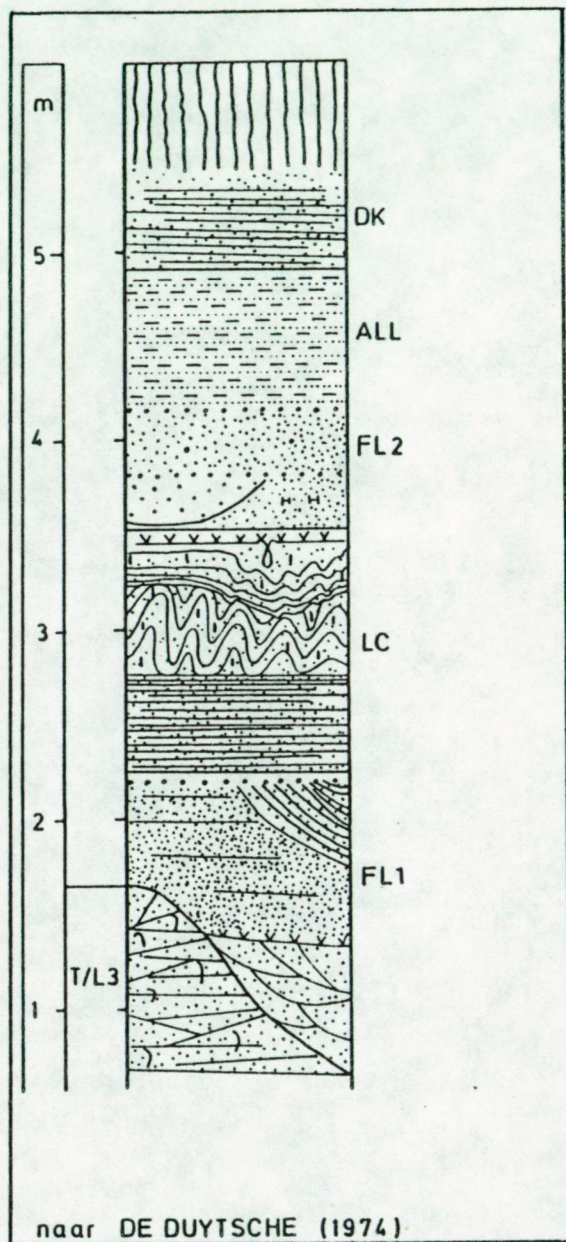


FIGUUR X.11. Boorprofielen

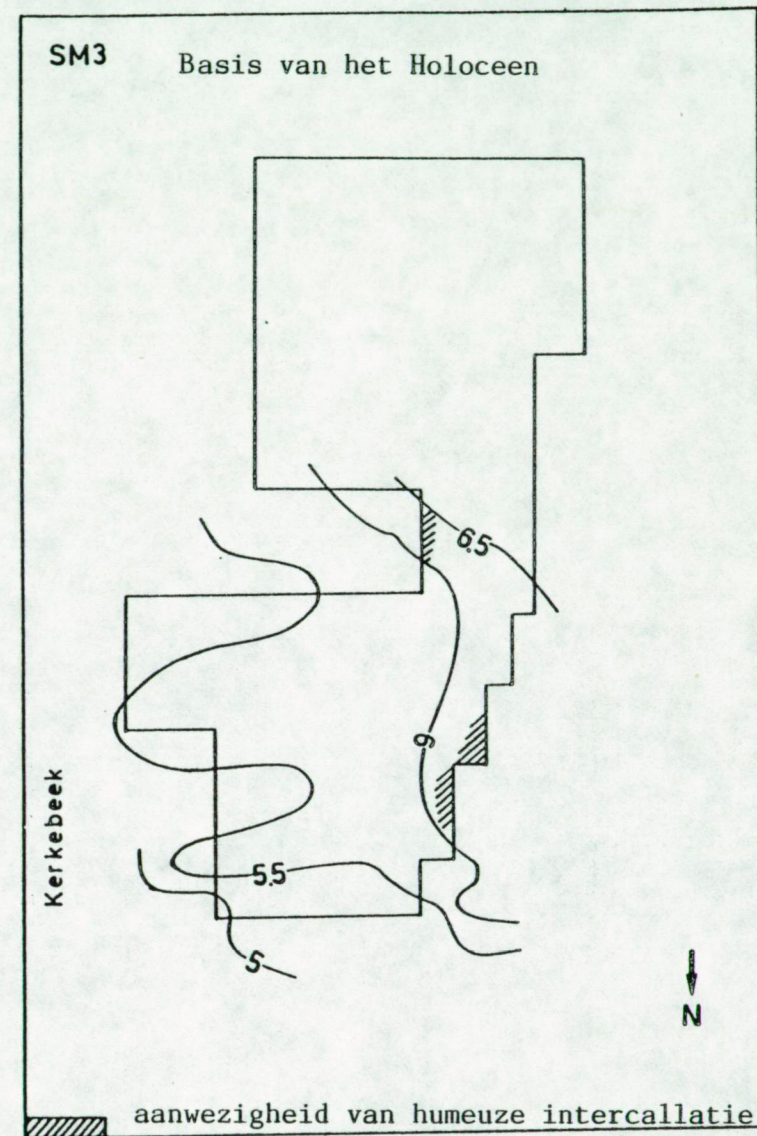


situering op figuur X.2.



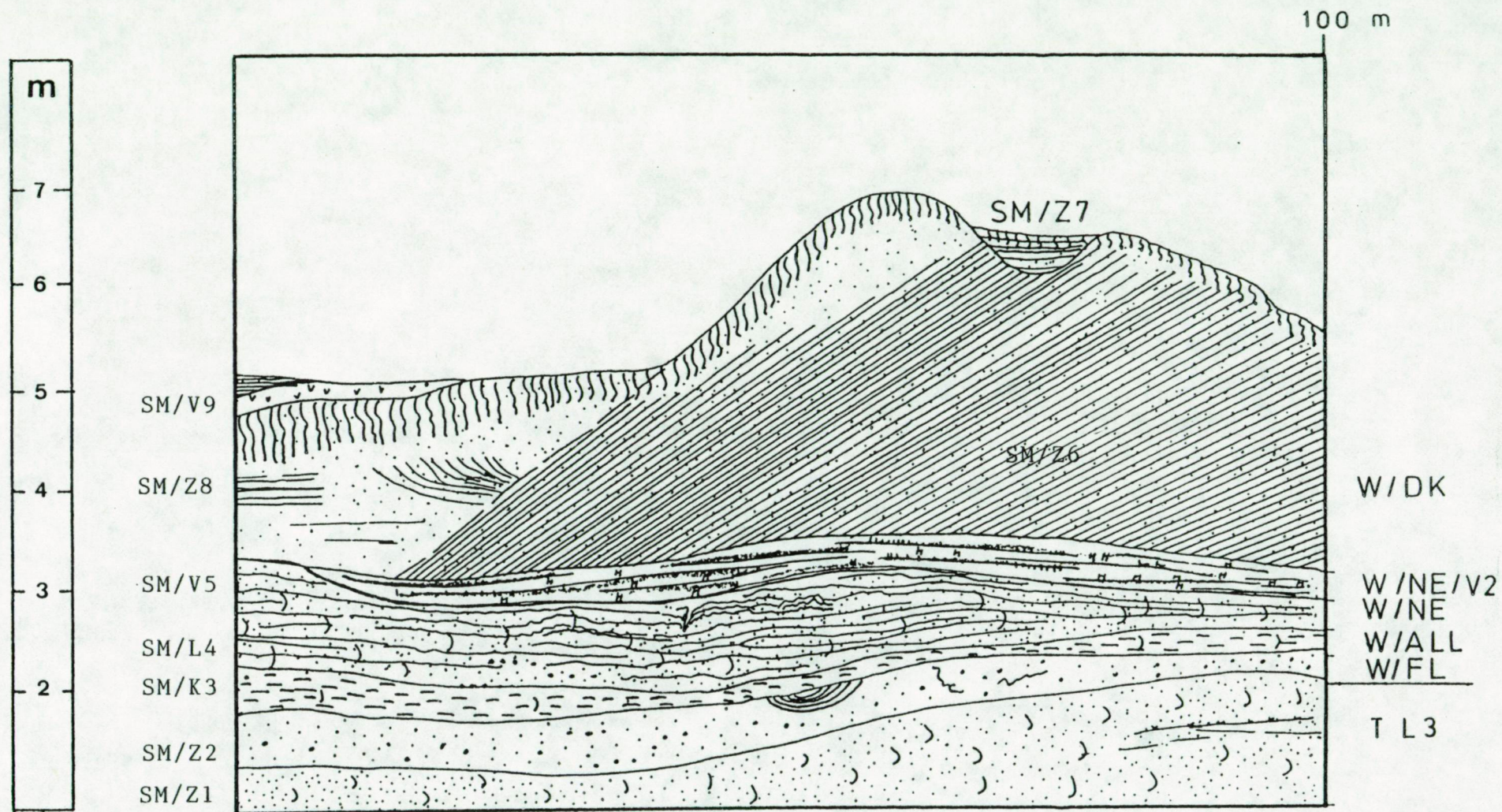


FIGUUR X.12. Ontsluiting Weinebrugge



FIGUUR X.14. Plattegrond van ontsluiting Sint Michiels 3

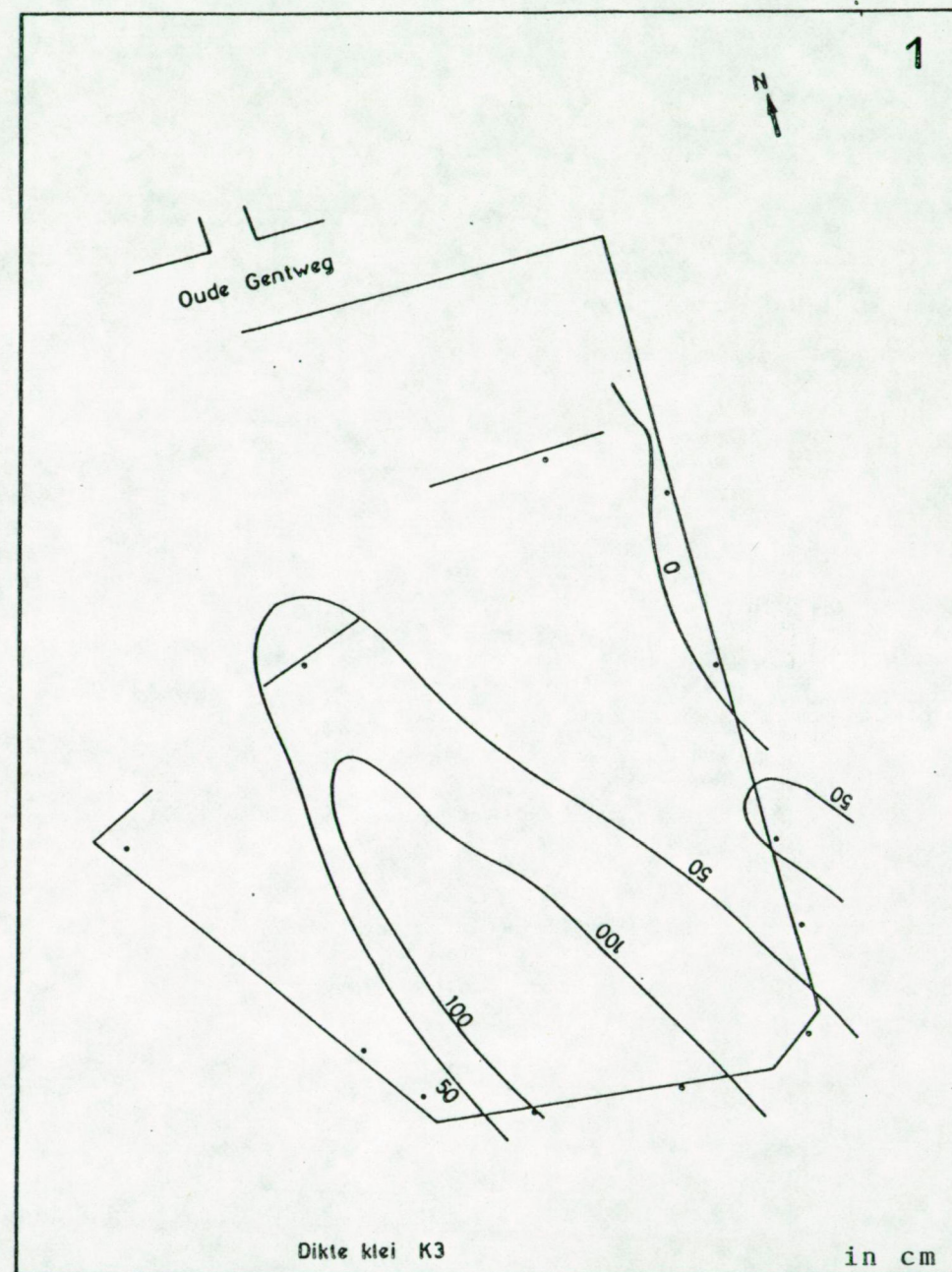
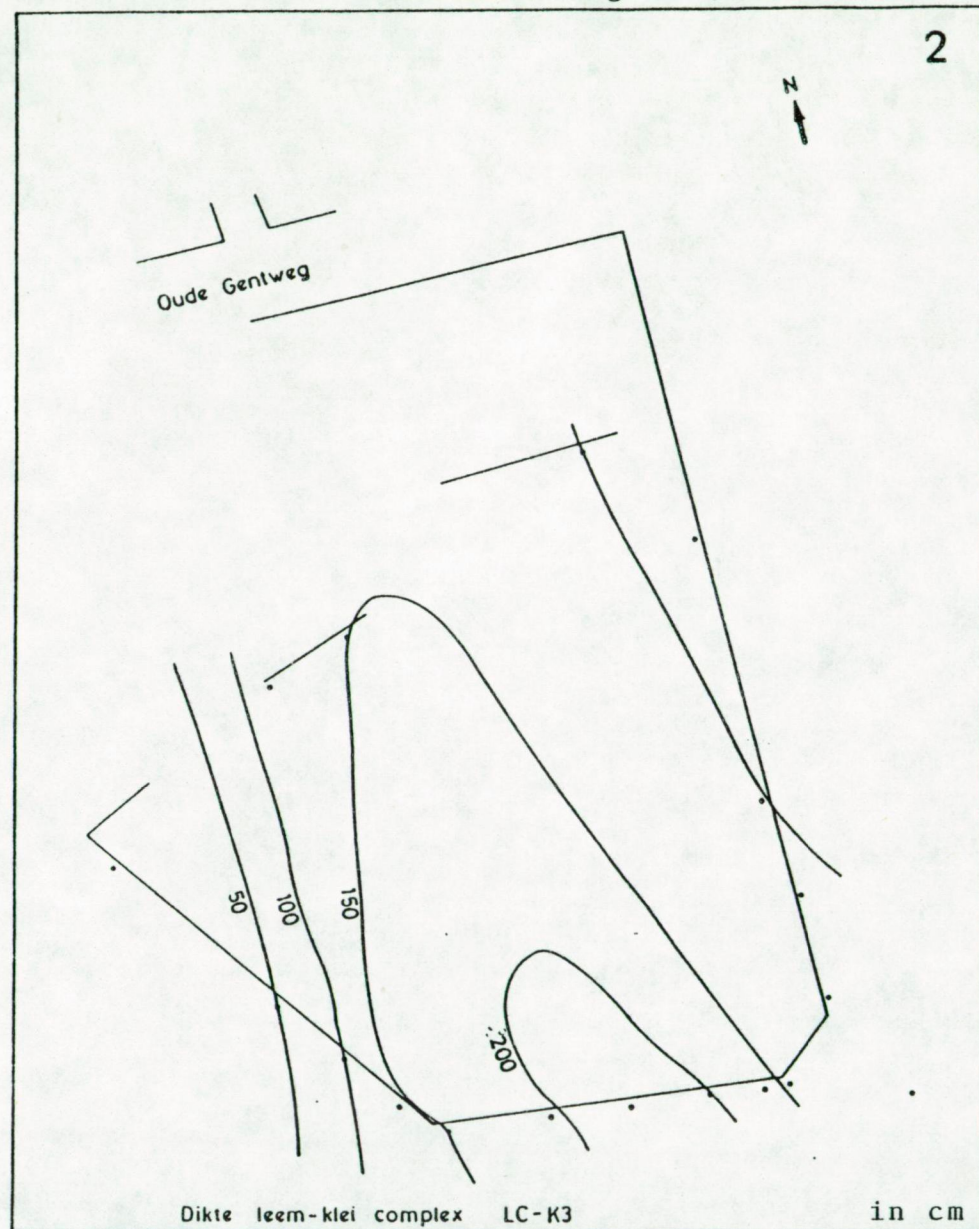




FIGUUR X.13. Synthetische verticale kolom uit ontsluiting Sint Michiels  
(MOSTAERT, 1980)

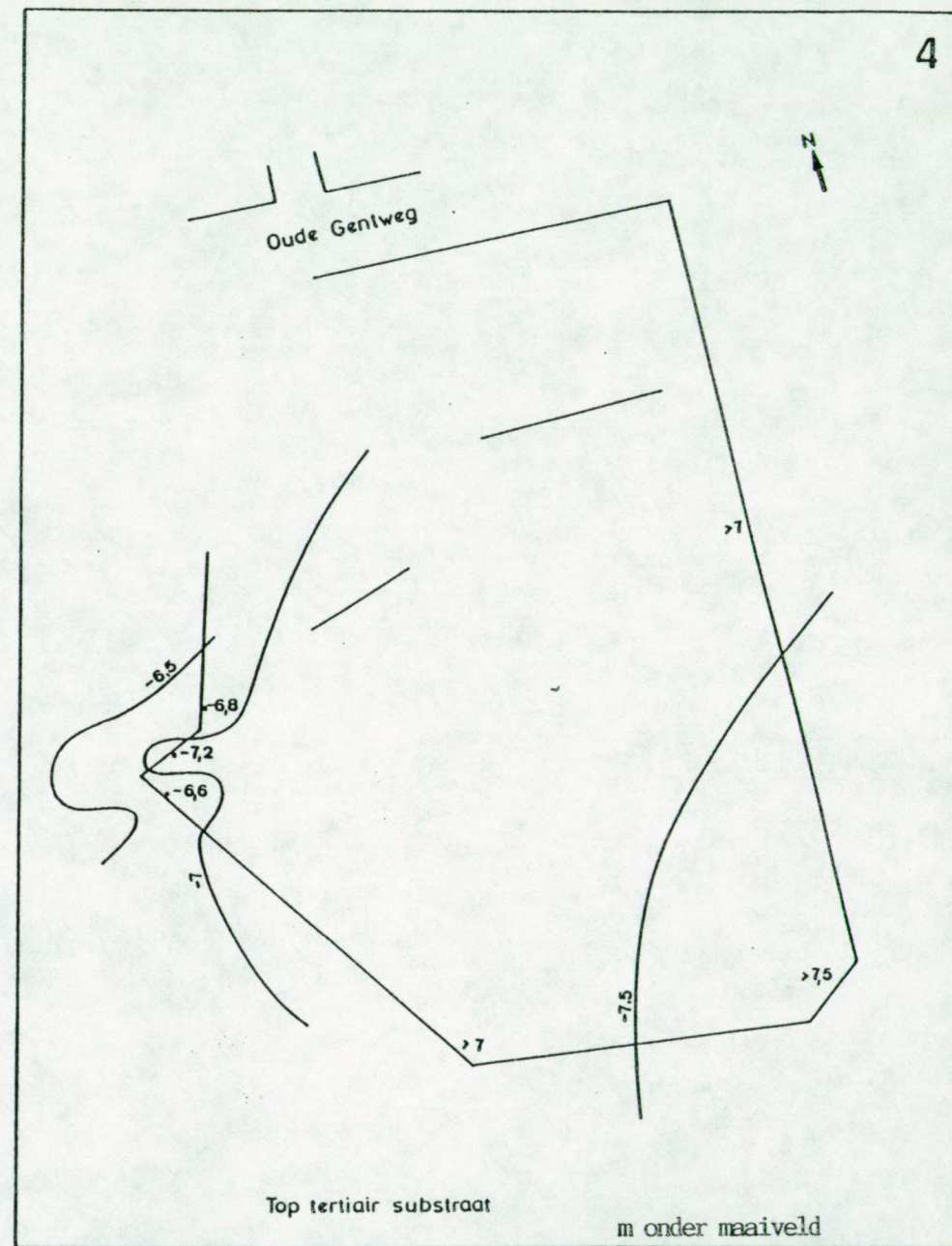
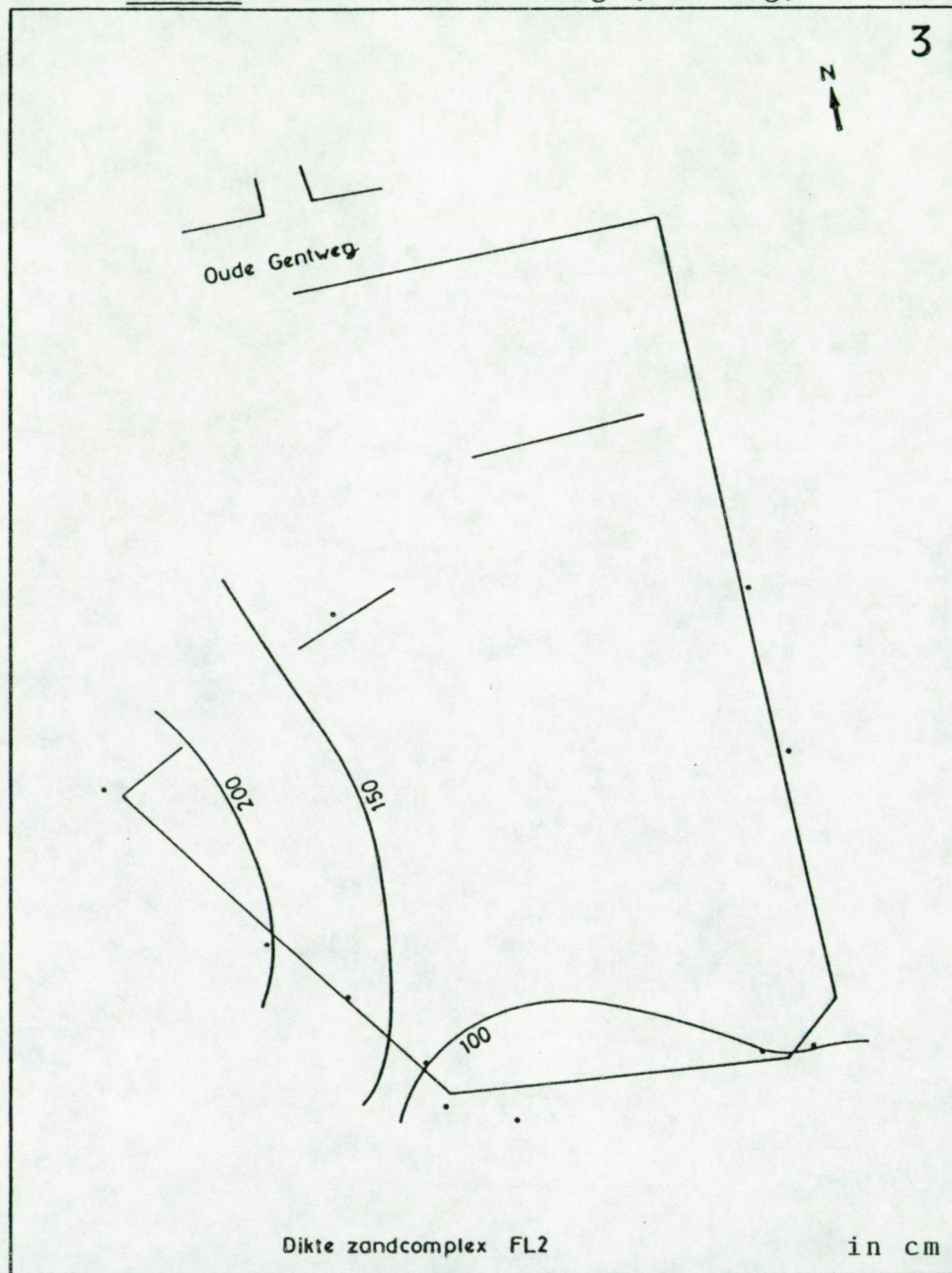


FIGUUR X.15. Plattegrond van ontsluiting  
Oude Gentweg OG (zie ook verder)



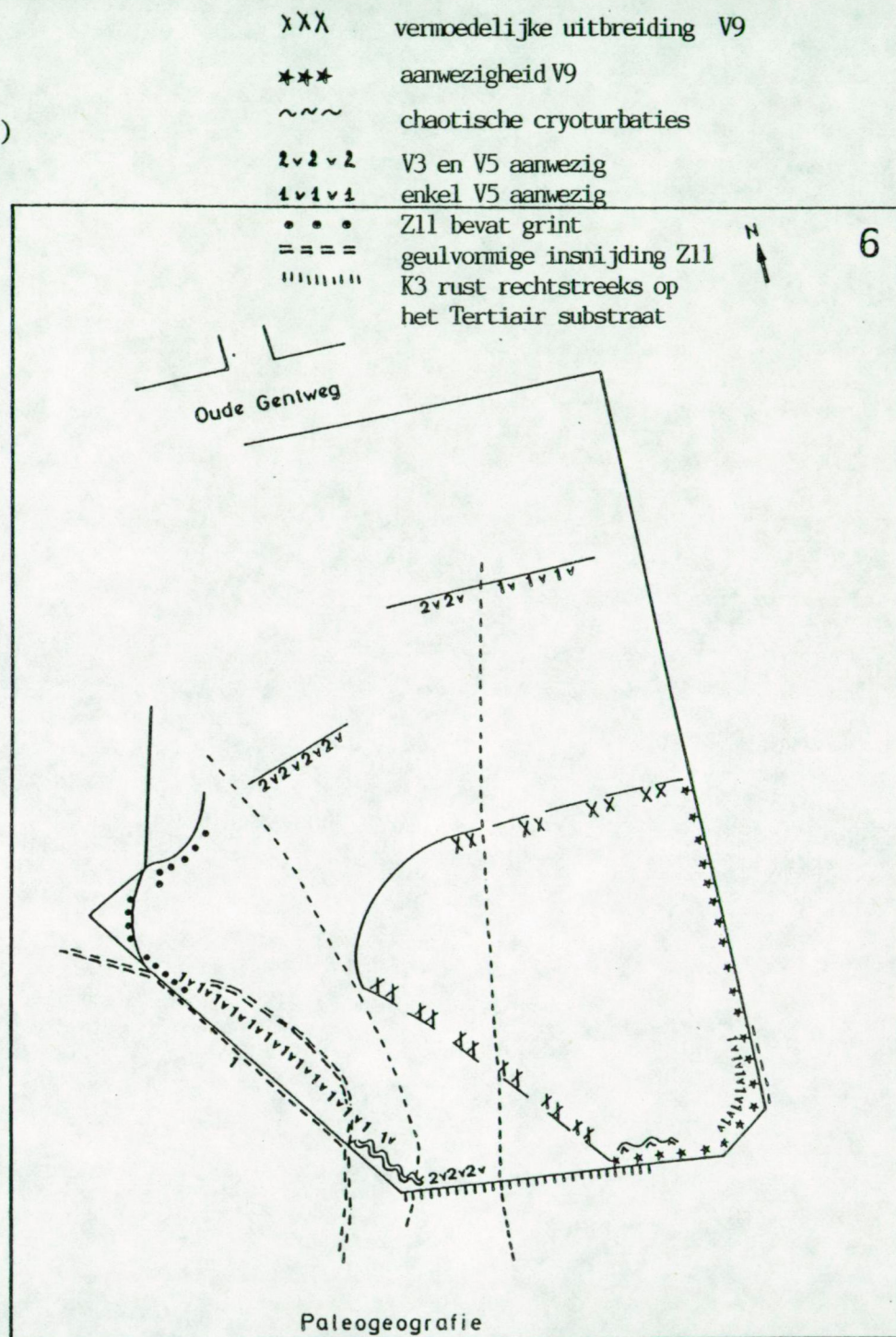
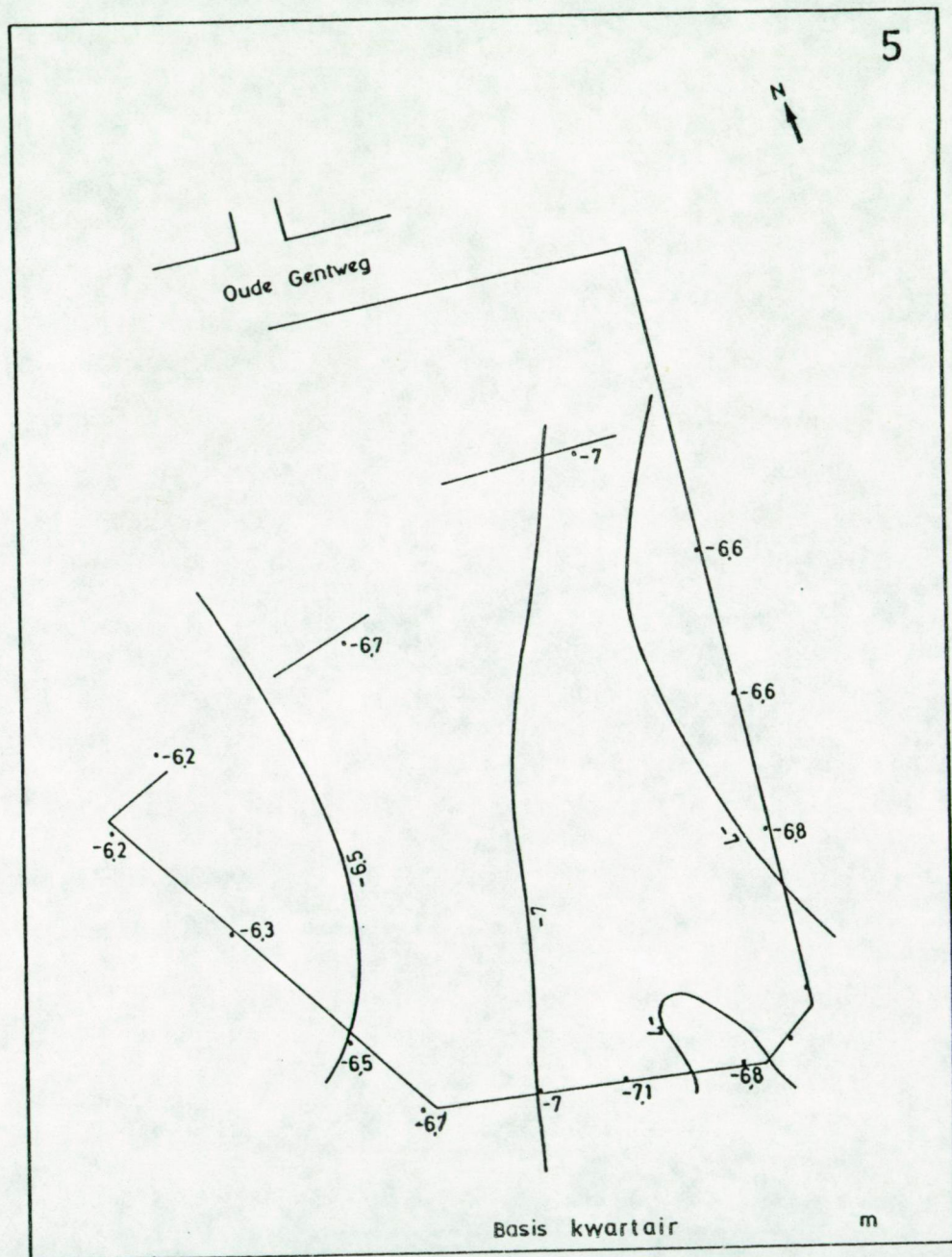


FIGUUR X.15. Oude Gentweg (vervolg)

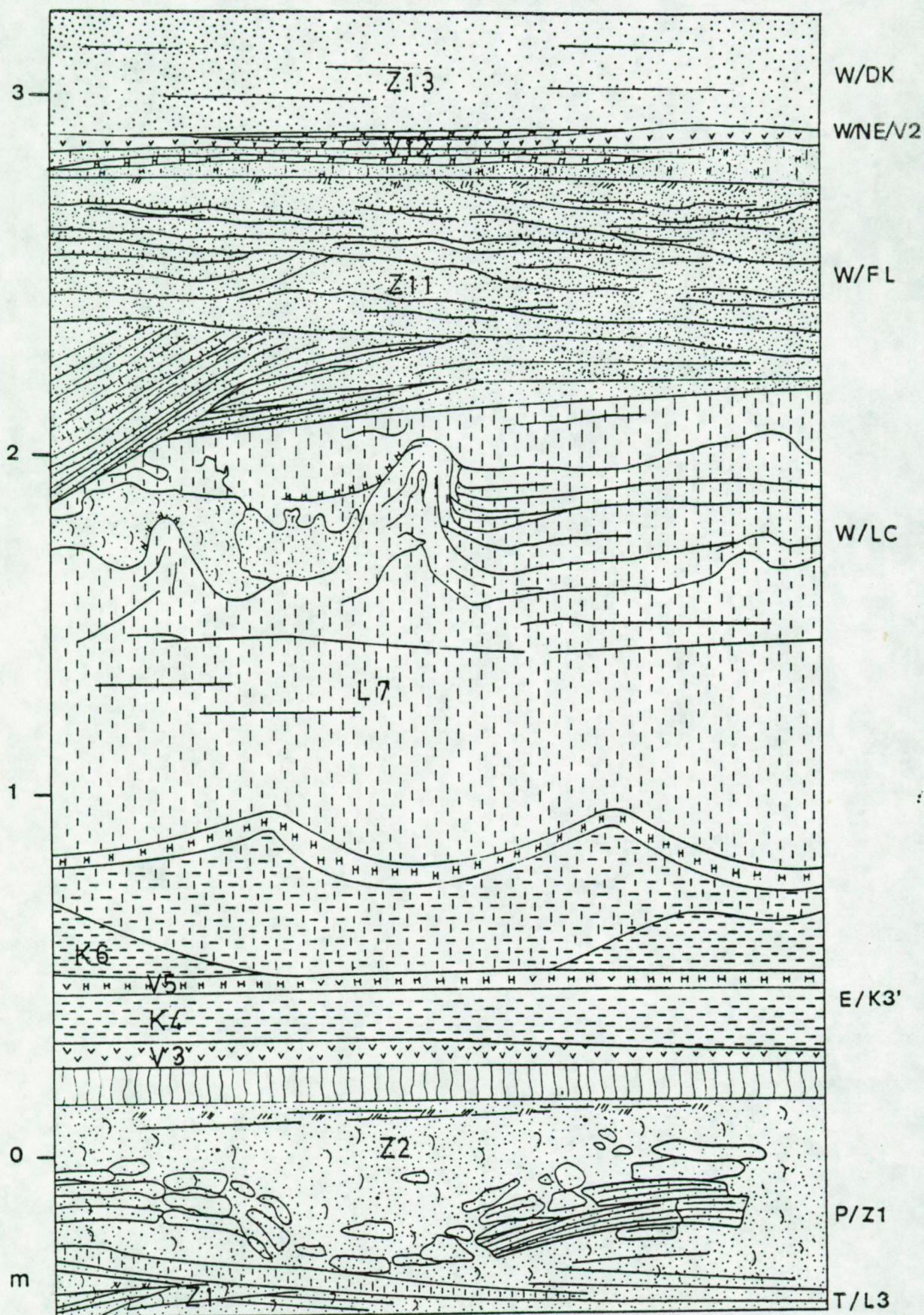




FIGUUR X.15. Ontsluiting Oude Gentweg (vervolg)

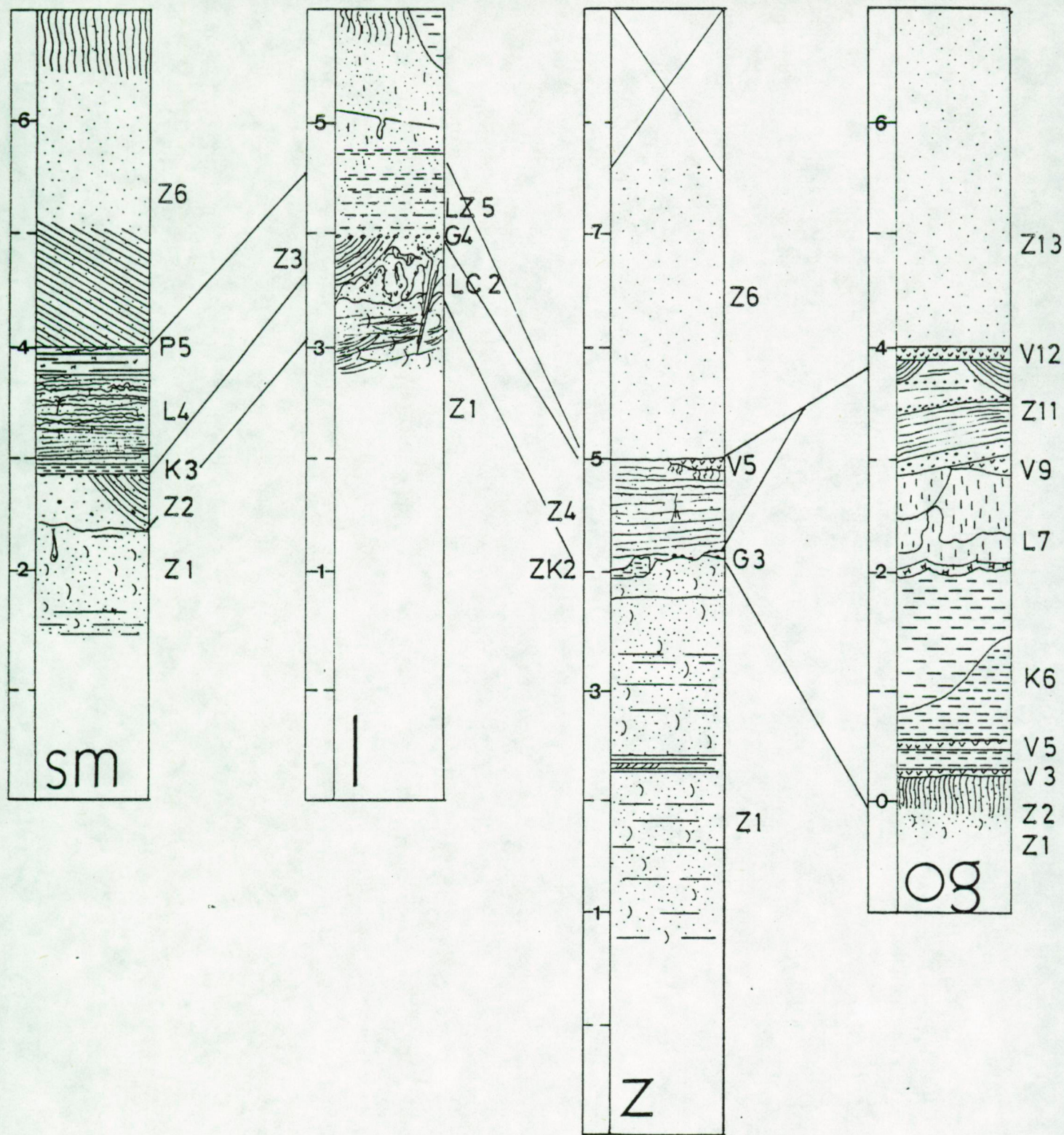






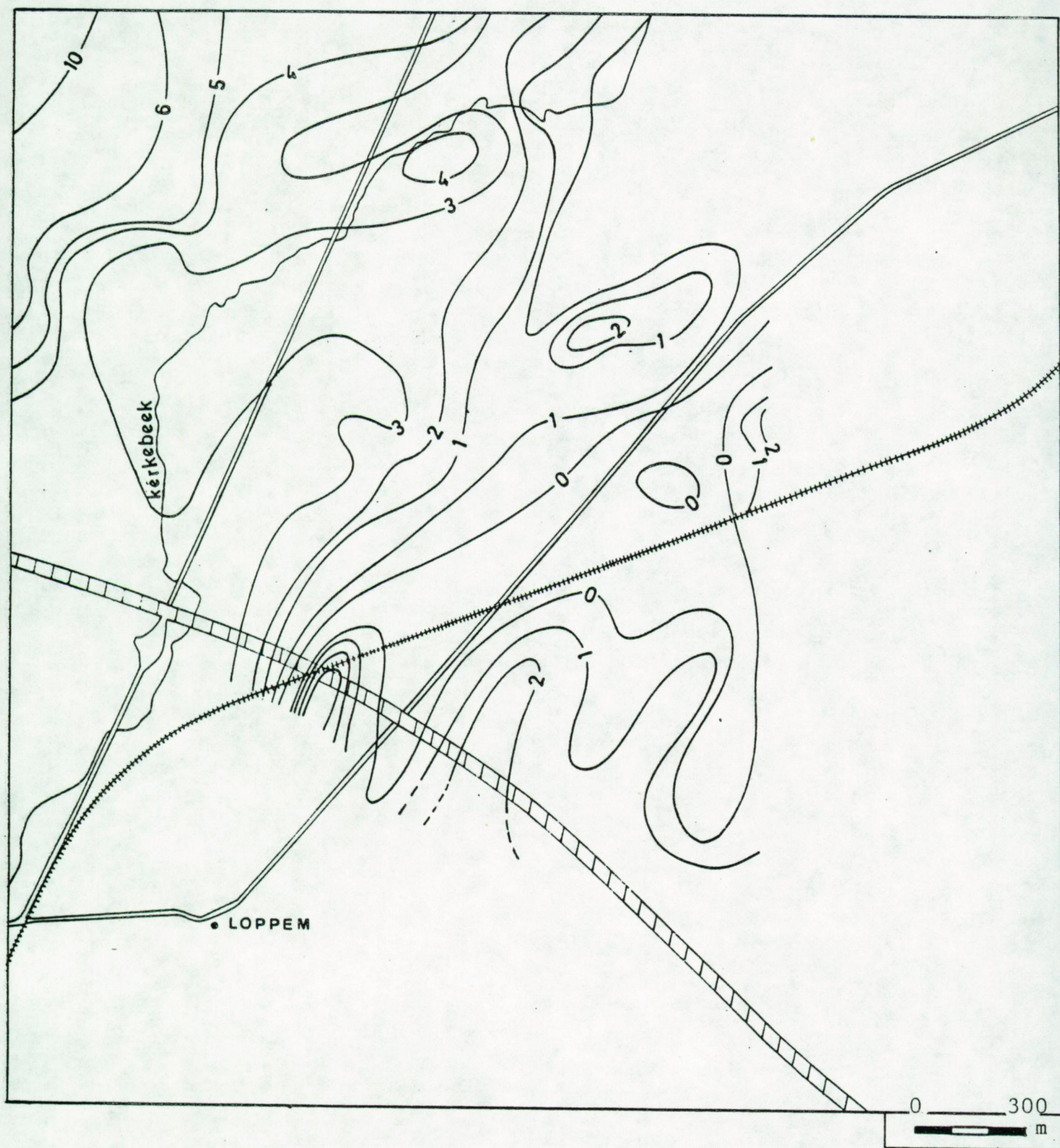
FIGUUR X.16. Vertikale kolom ; Ontsluiting Oude Gentweg





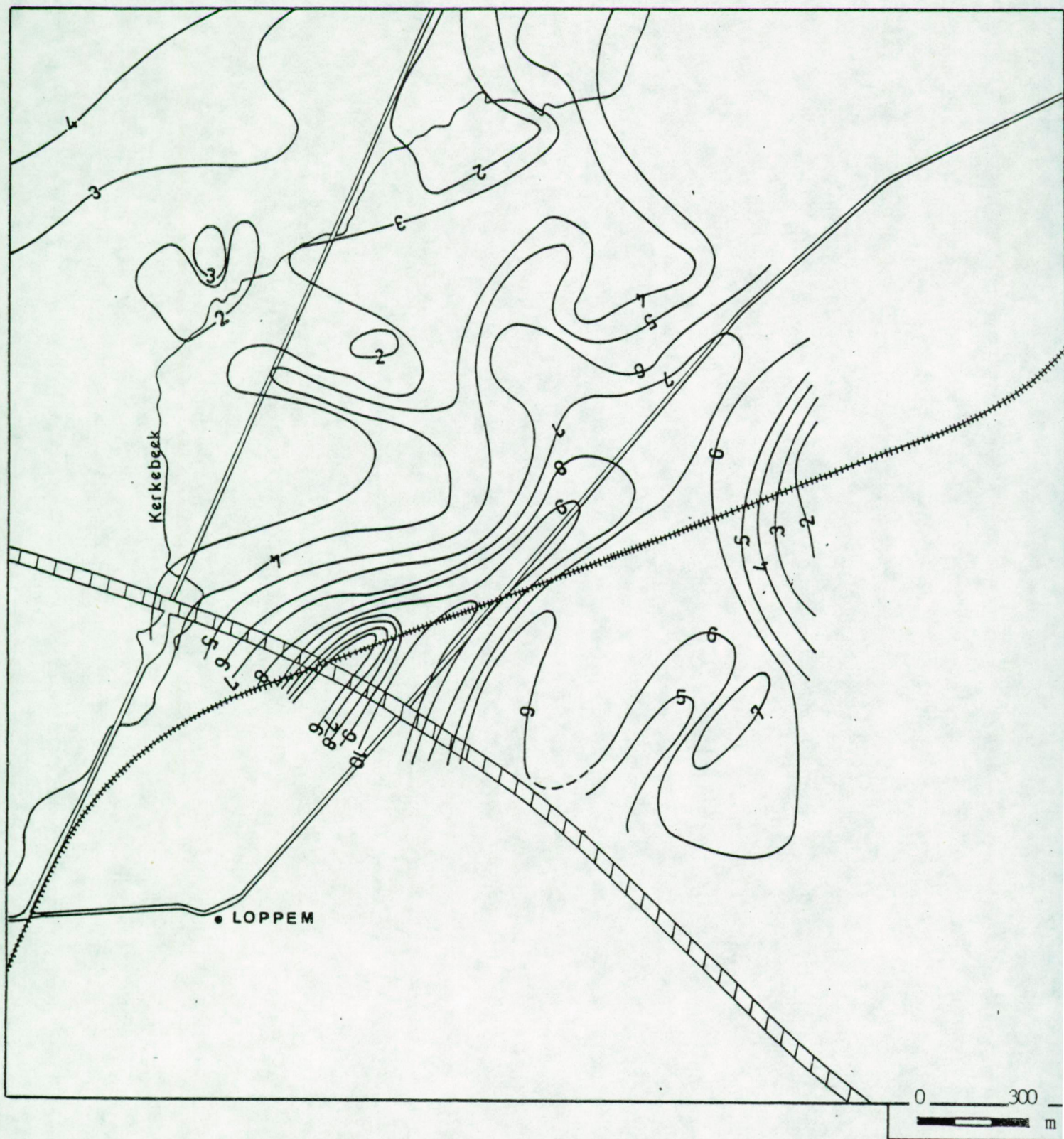
**FIGUUR X.17.** Schematische voorstelling van de ontsluitingen in het Zuidbrugse Dallandschap met vermelding van de lokale eenheden





FIGUUR X.18. Isohypsens van de basis van het Kwartair

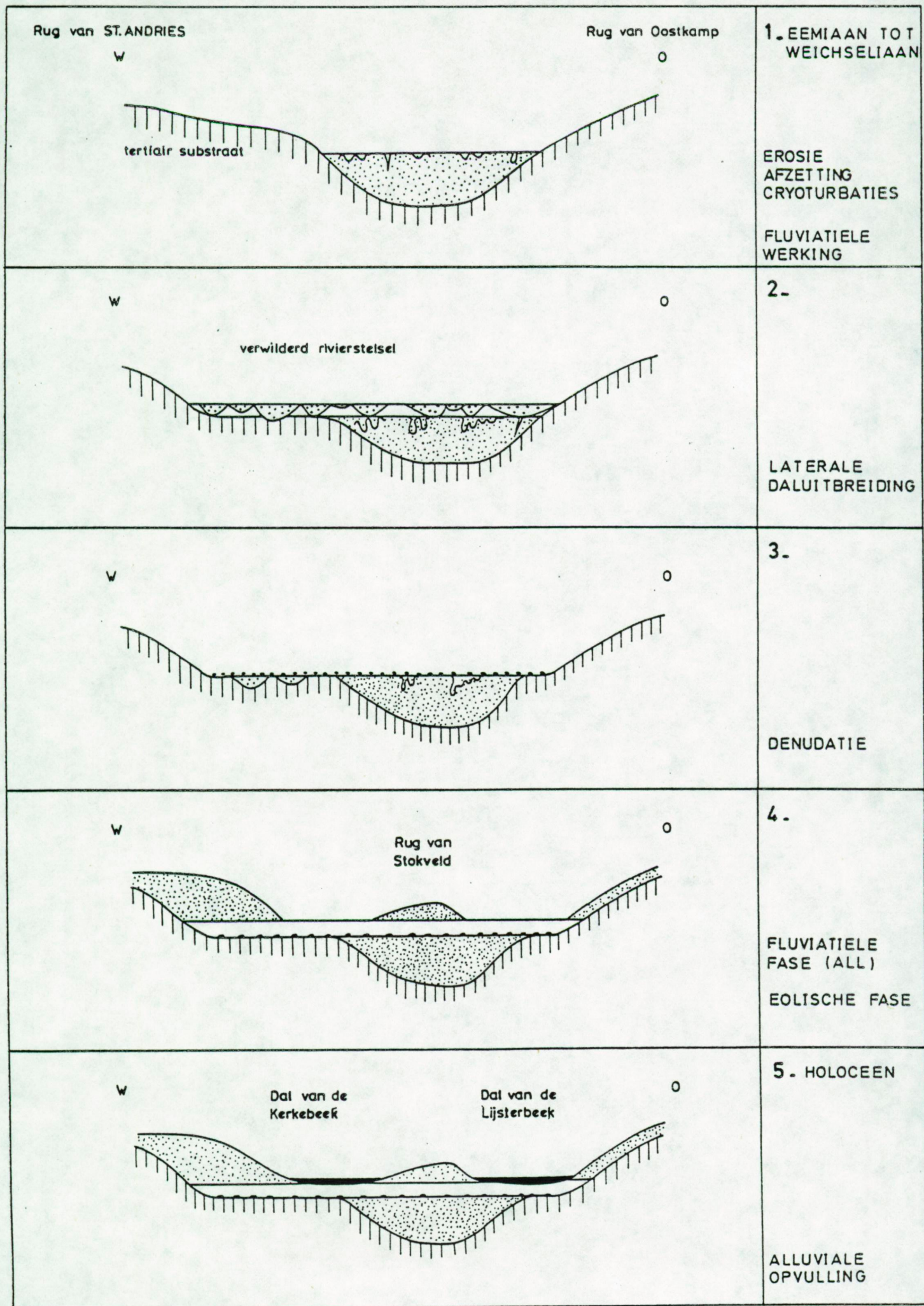




FIGUUR X. 19.

Isopachen van het Kwartair (in m)

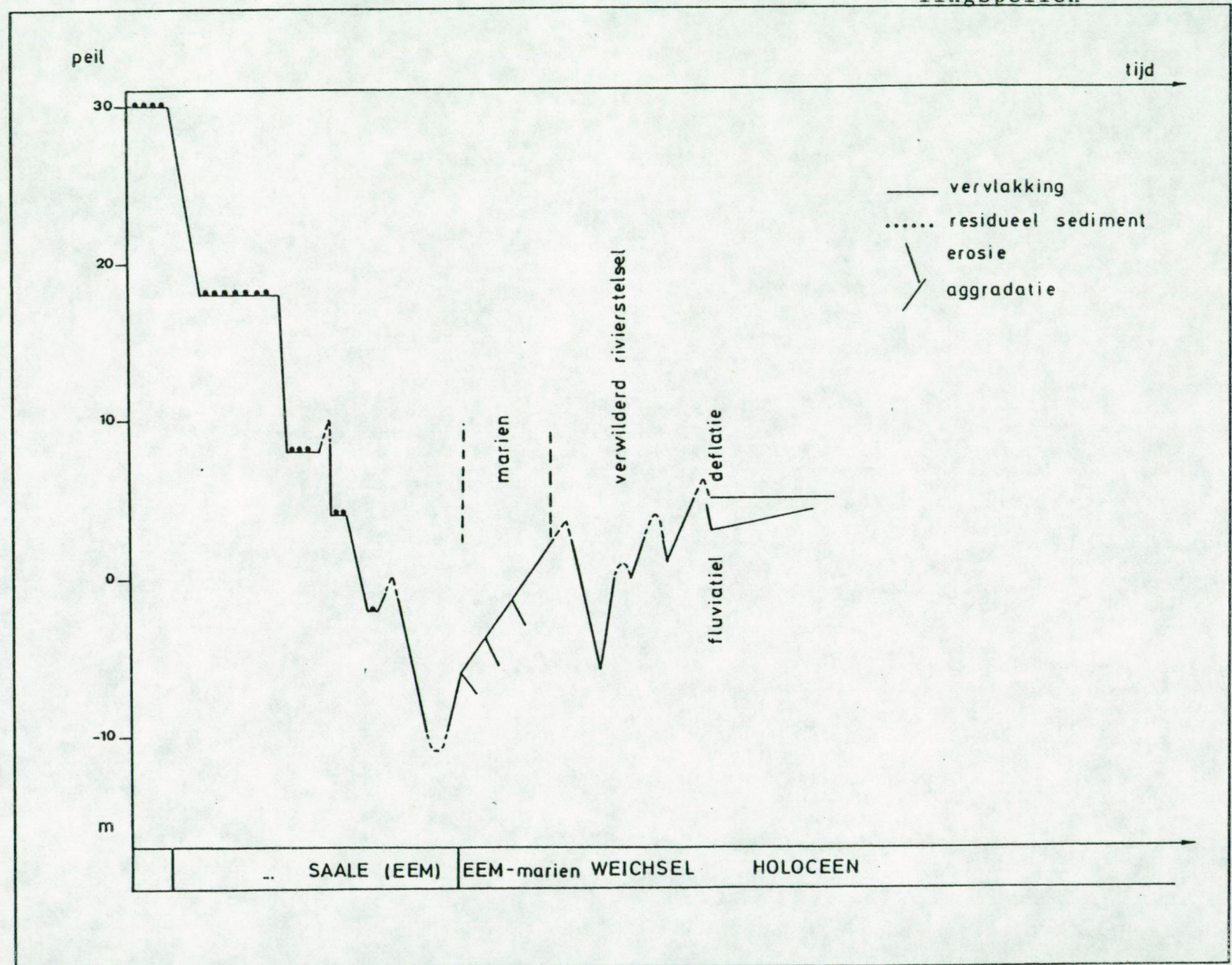




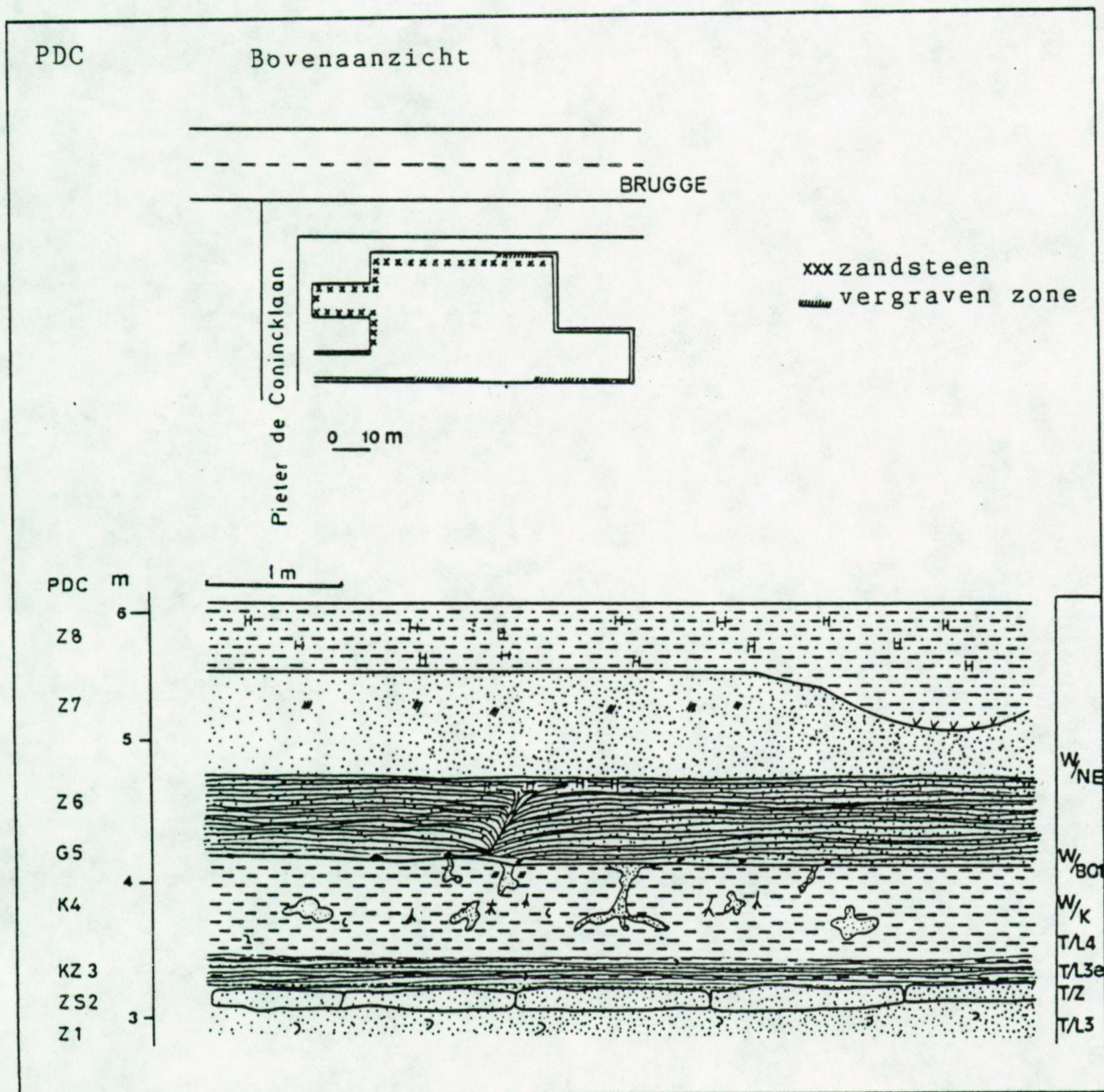
FIGUUR X.20. Evolutieschema van het dal van de Kerkebeek



FIGUUR X.21. Evolutieschema voor het Waardammestelsel. Insnijdings- en opvullingspeilen







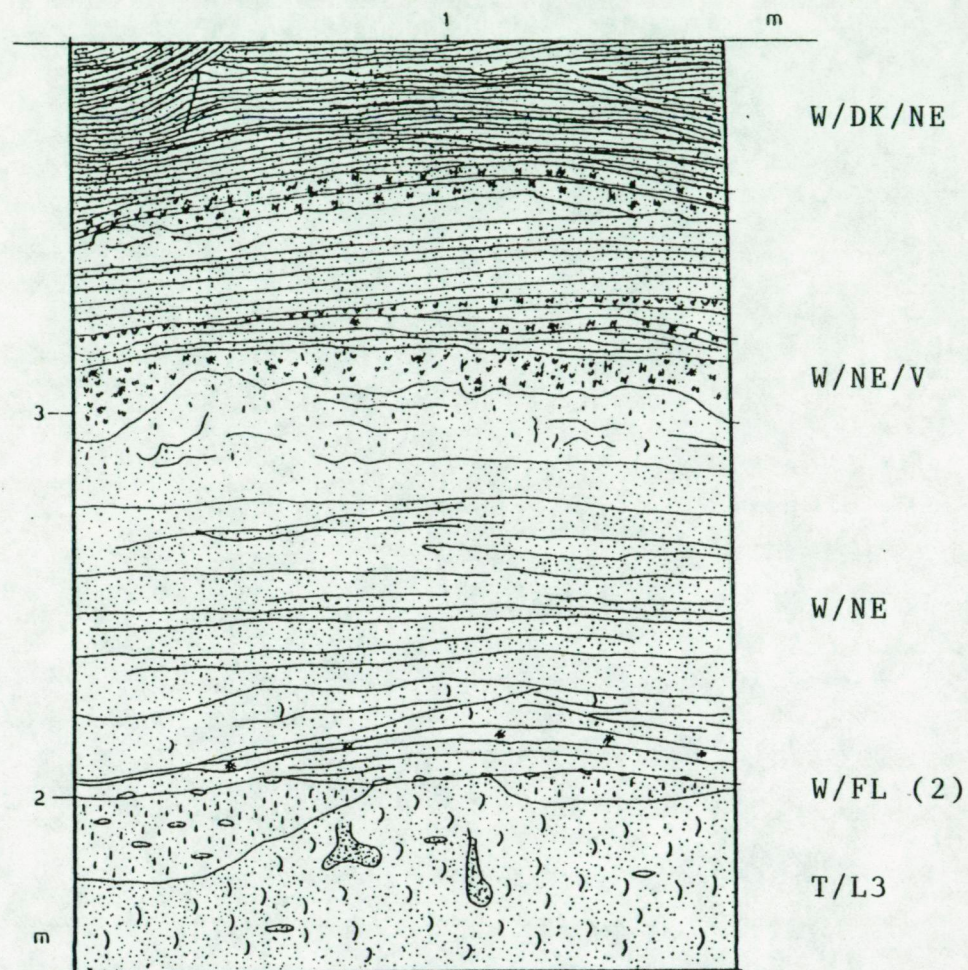
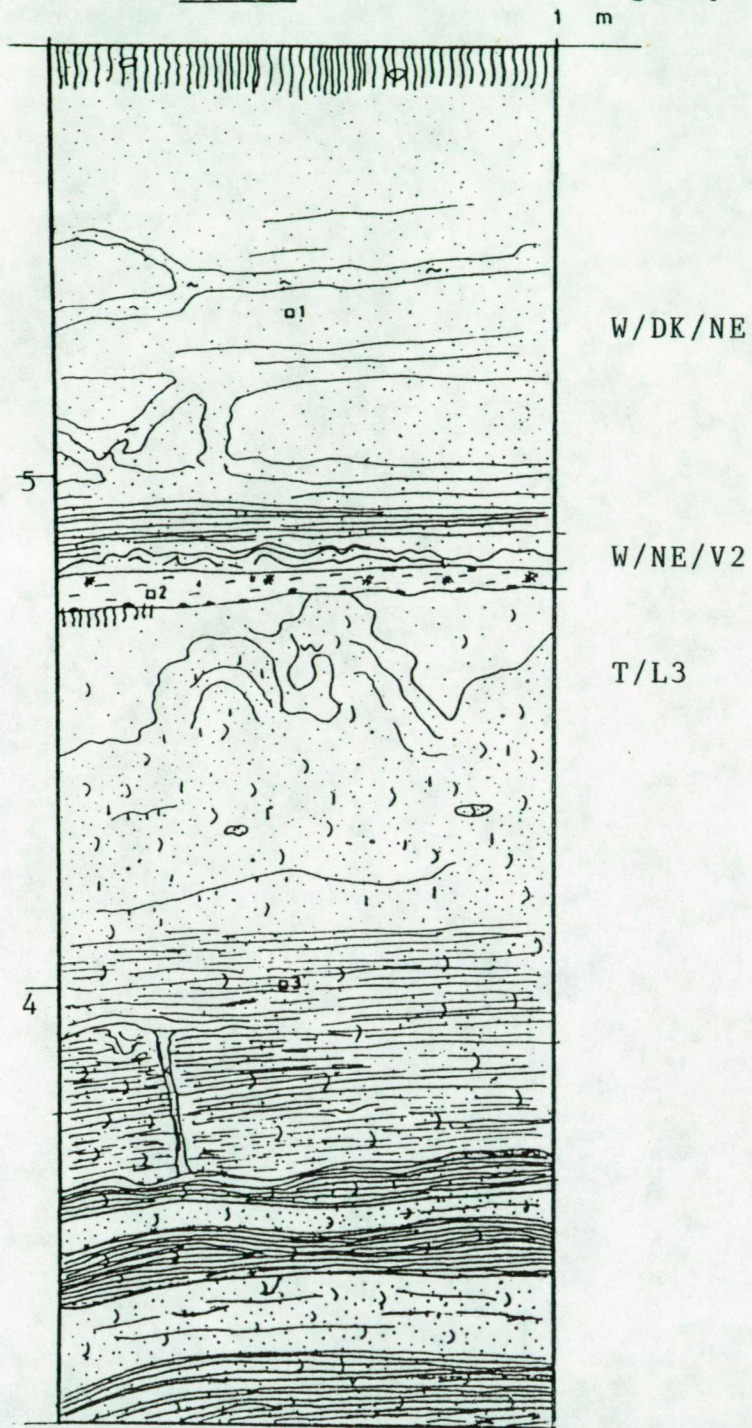
FIGUUR X.22. Ontsluiting Pieter de Conincklaan PDC





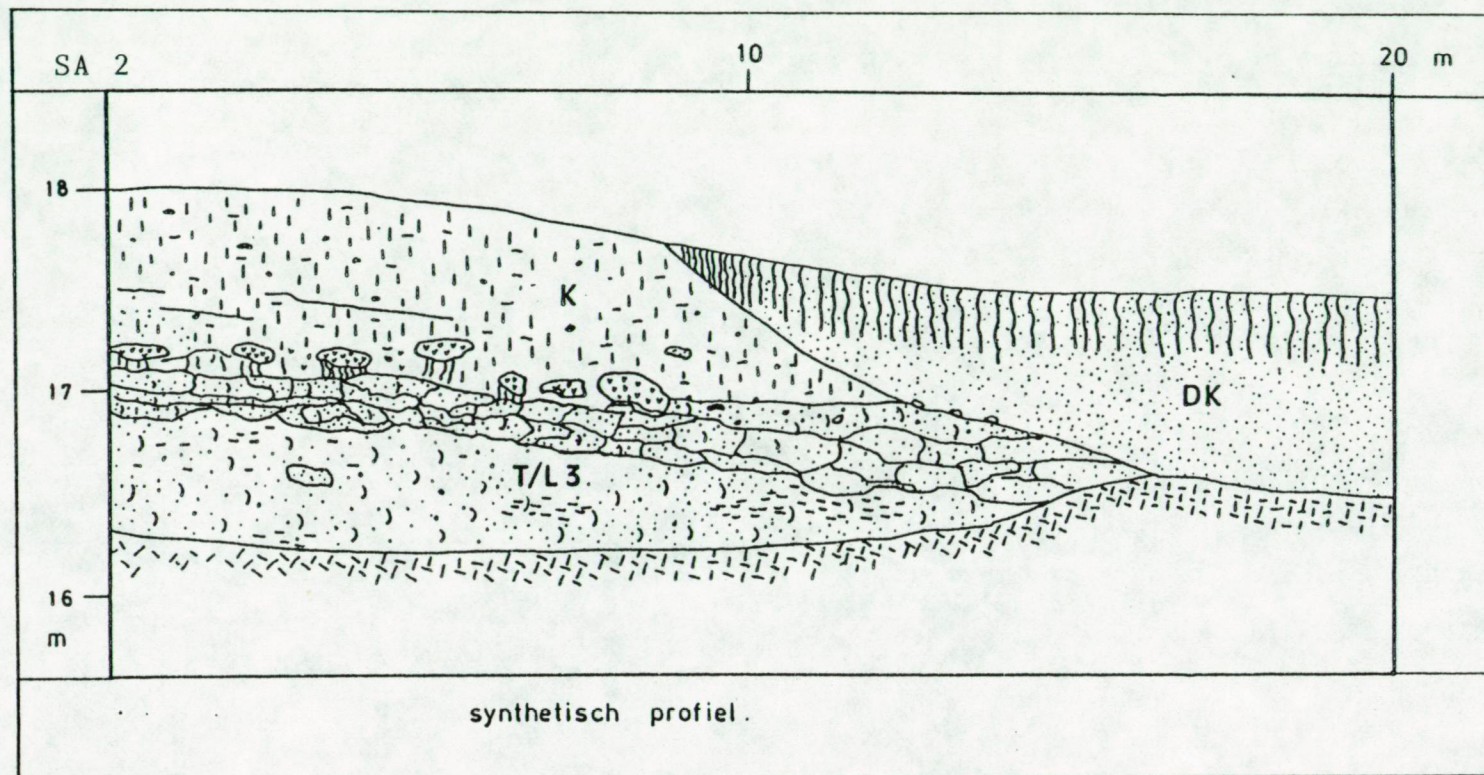


FIGUUR X.24. Ontsluiting Expressweg (aanvulling)



FIGUUR X.25. Ontsluiting Expressweg, aanvulling

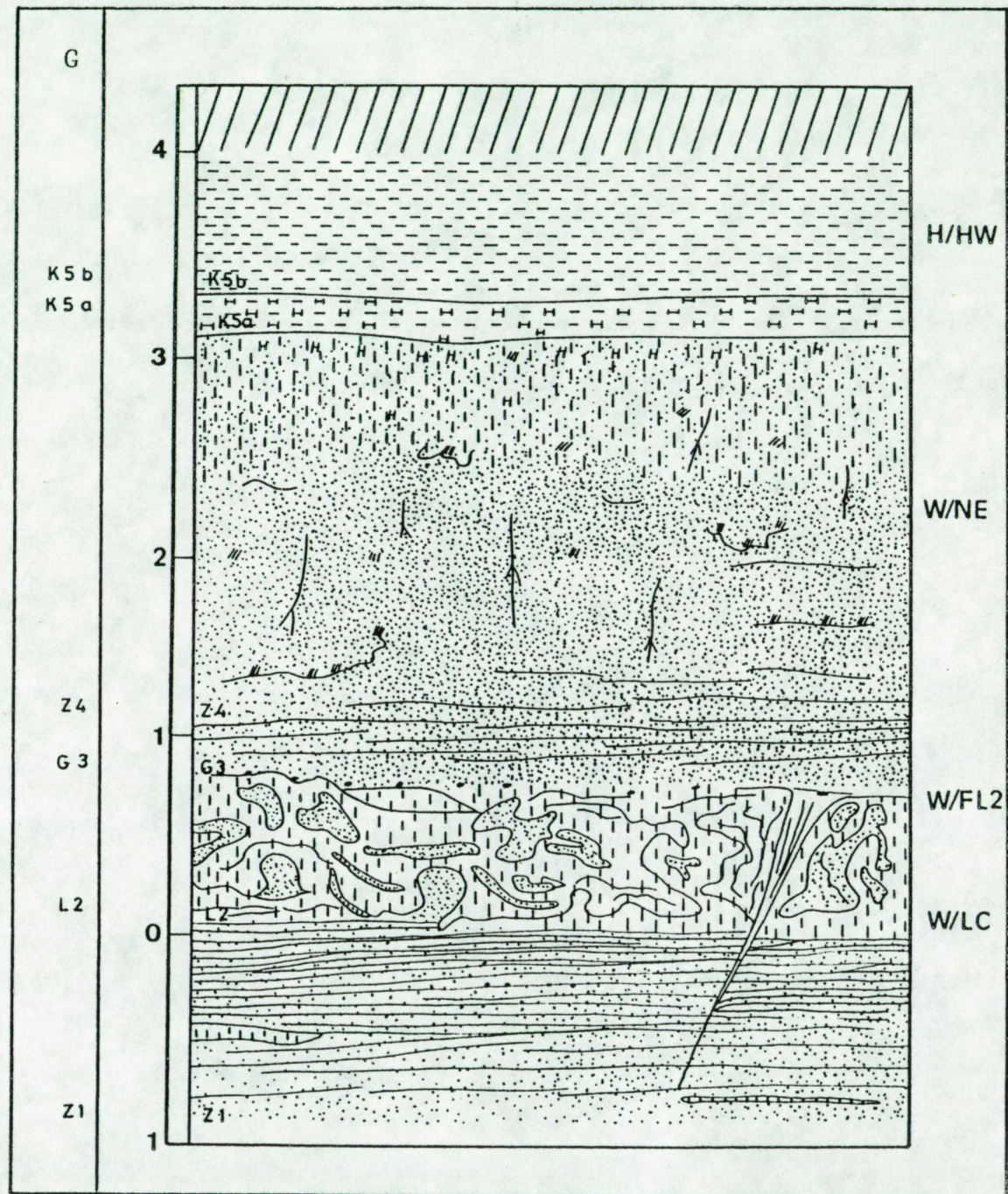




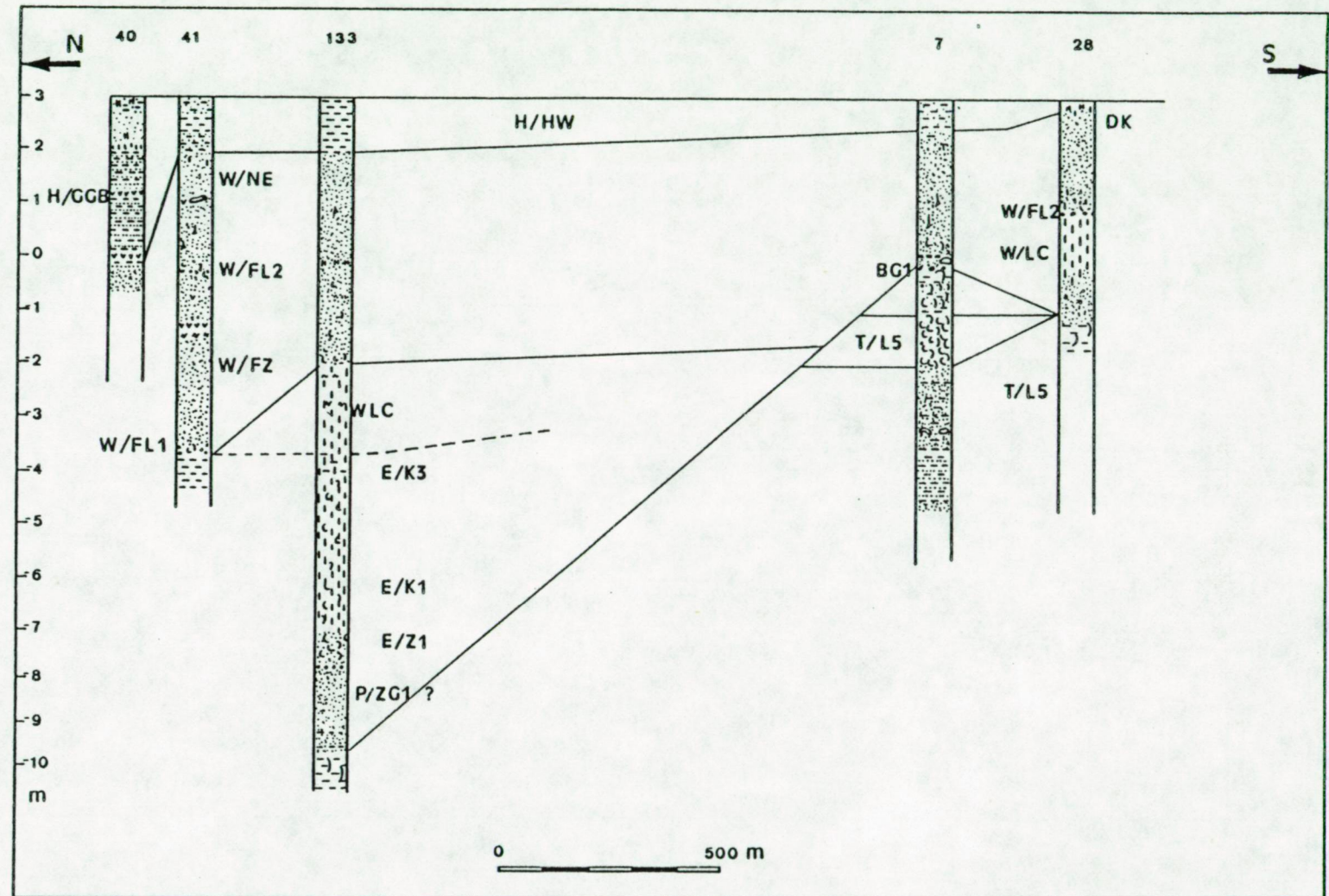
FIGUUR X.26. Ontsluiting Sint Andries 2  
vertikale Kolom



FIGUUR X.27. Ontsluiting Gazel  
Zuidervaart

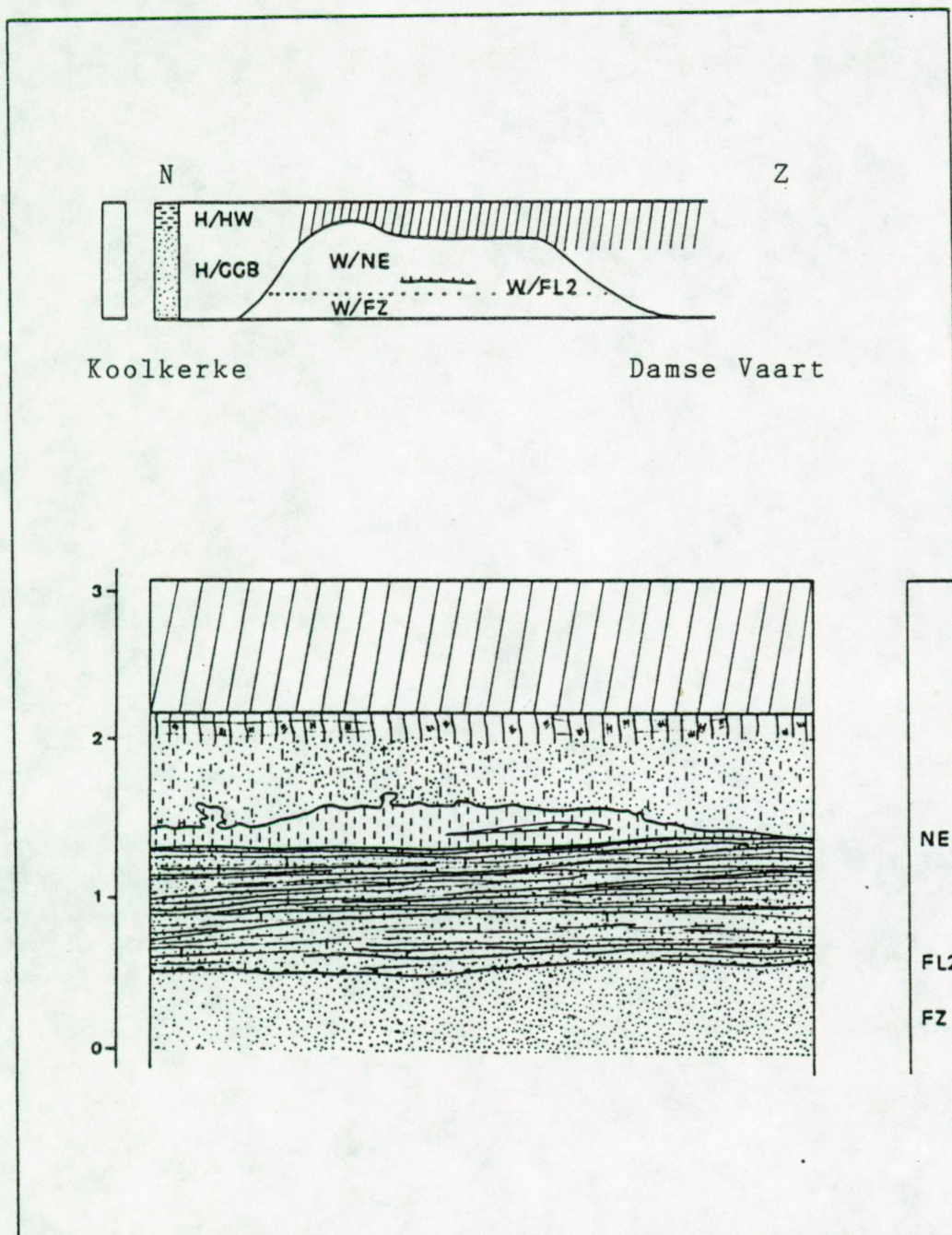






FIGUUR X.28. Ontsluiting Polderhoek, Damse vaart boorprofiel  
Situering op Kaart I.6.

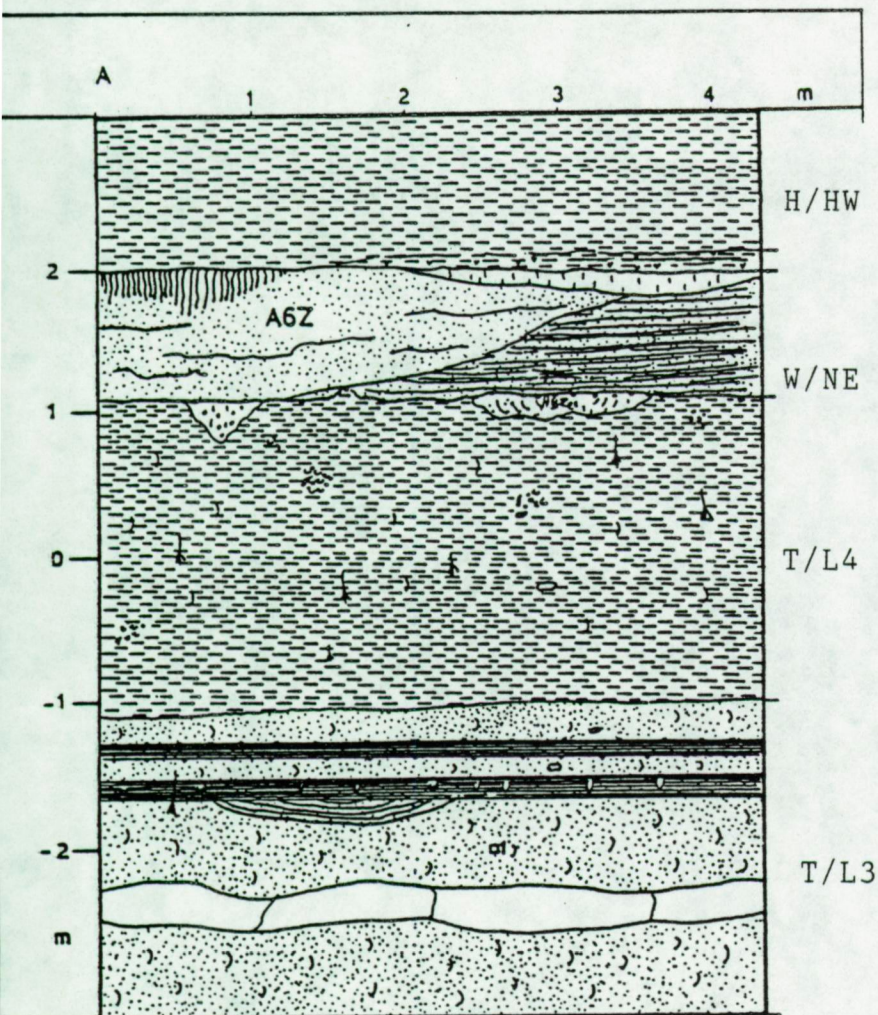




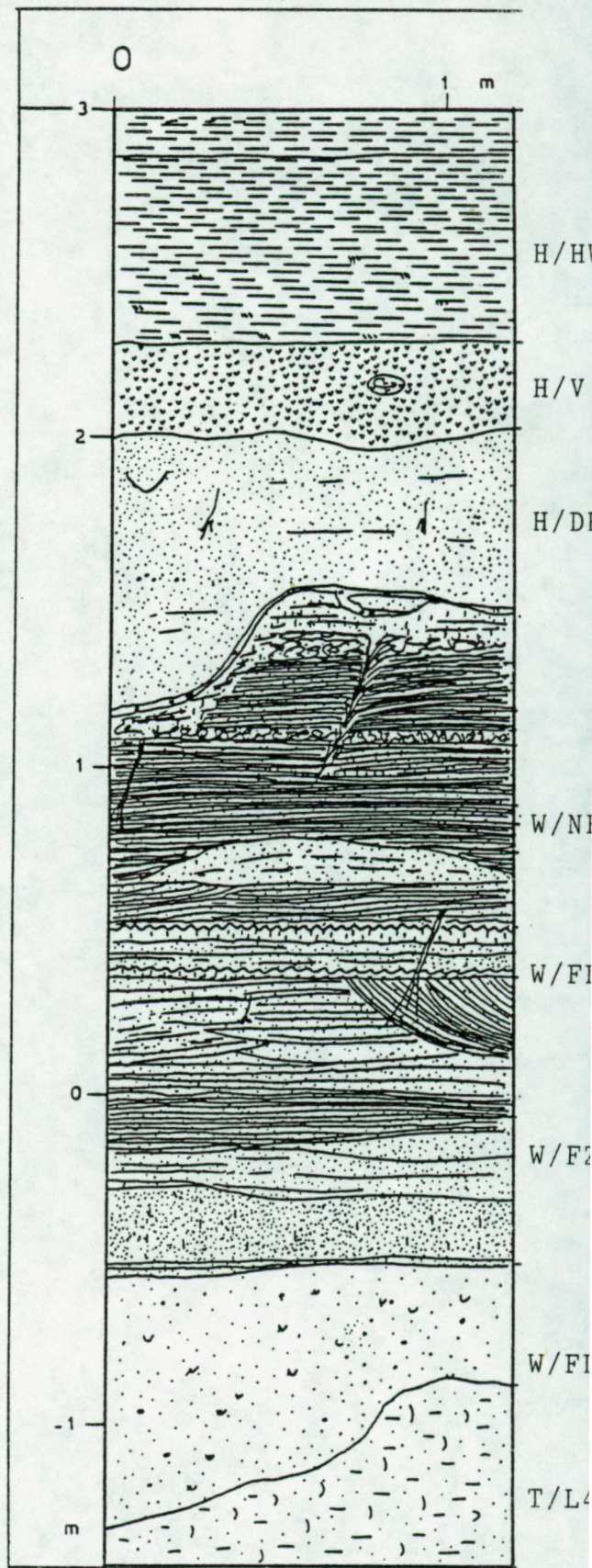
FIGUUR X.28'. Ontsluiting Polderhoek-Damse vaart-Koolkerke



a. Ontsluiting Algemeen Ziekenhuis

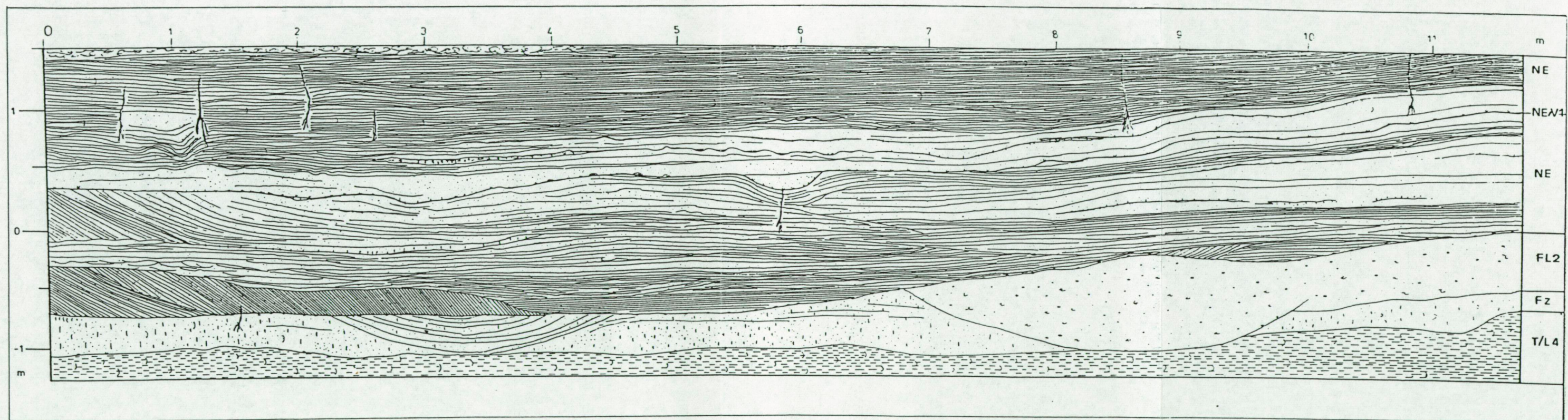


b. Ontsluiting Oostende Steenweg



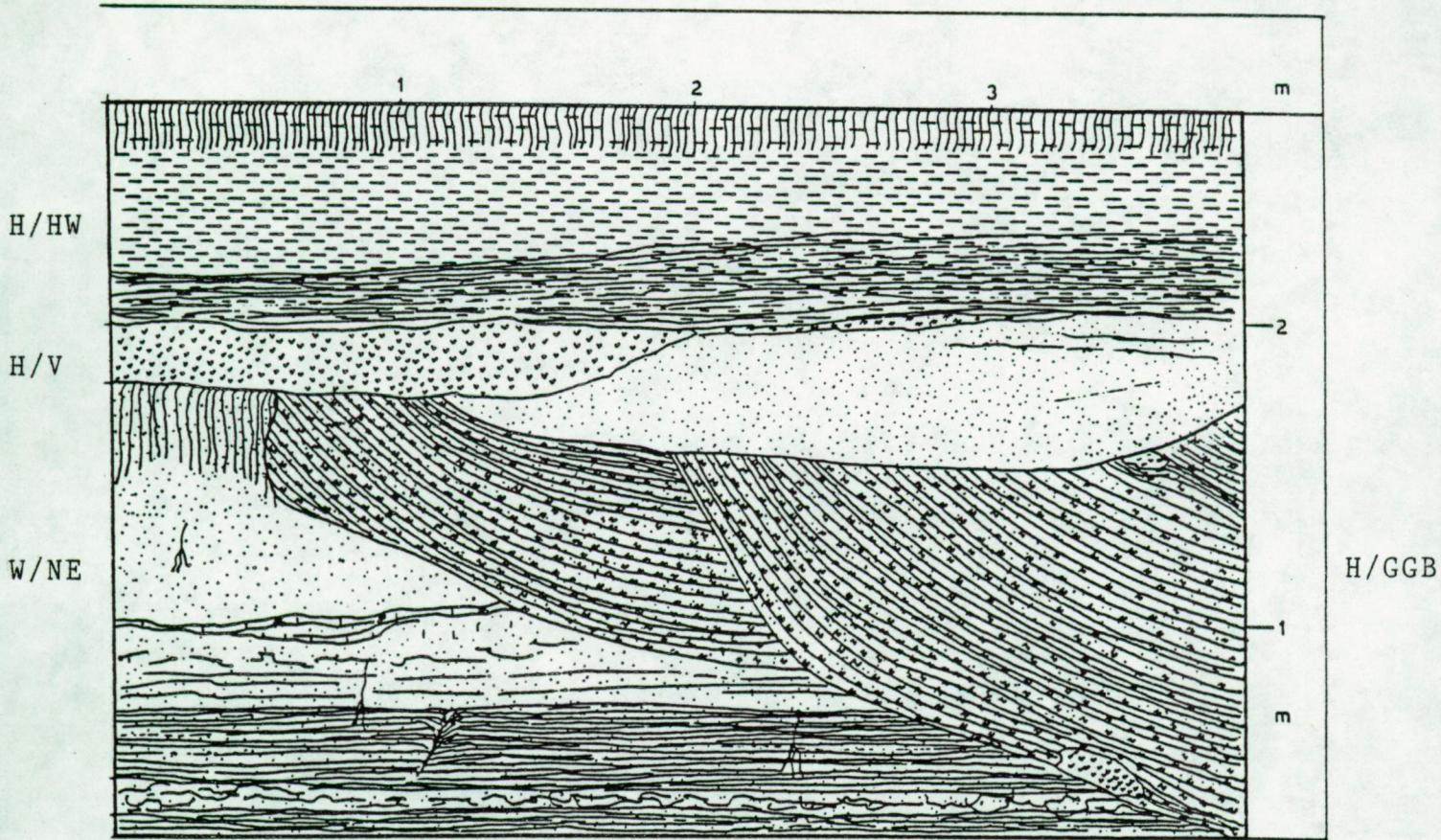
FIGUUR X.29. Ontsluitingen Polderrand





FIGUUR X.29. c. ontsluiting Oostende Steenweg





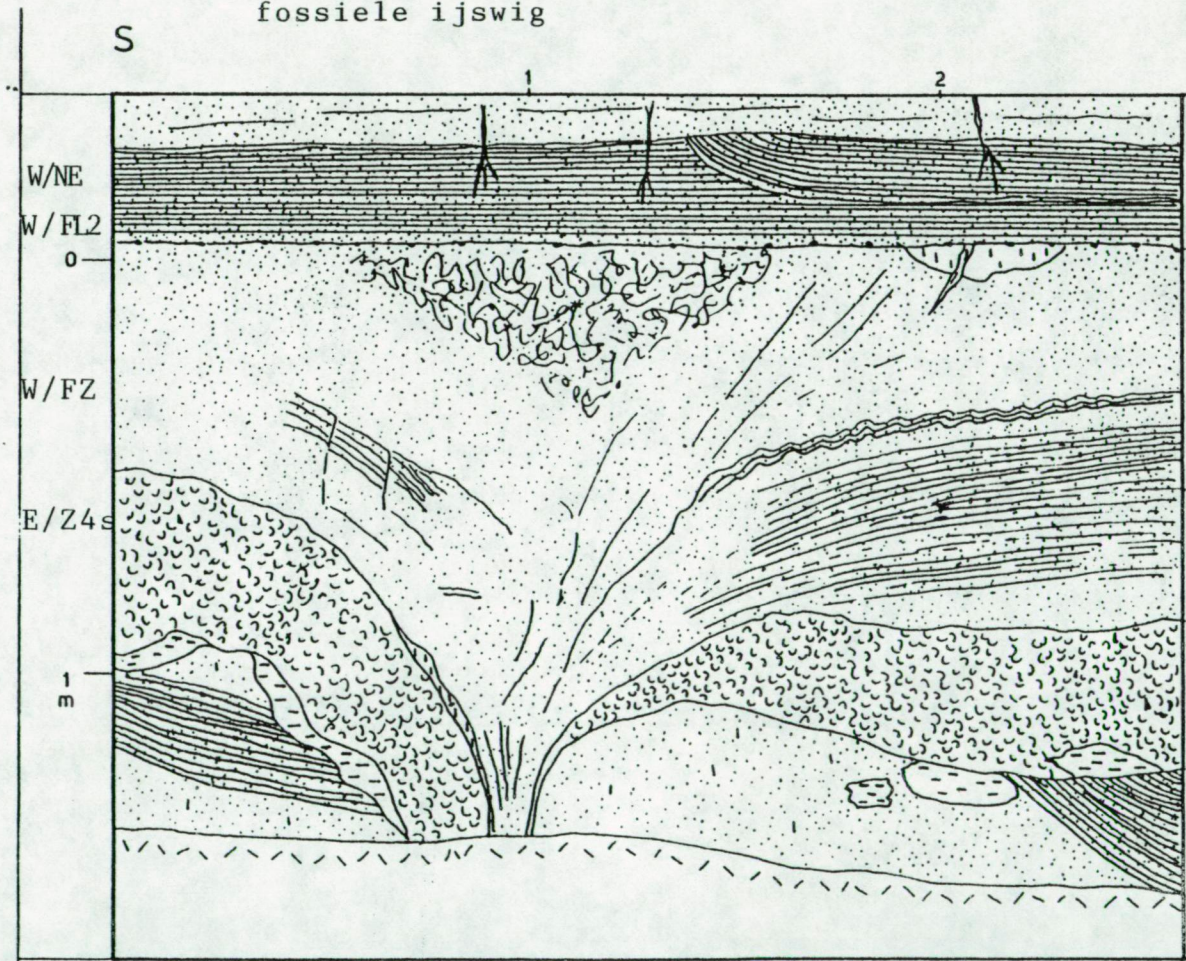
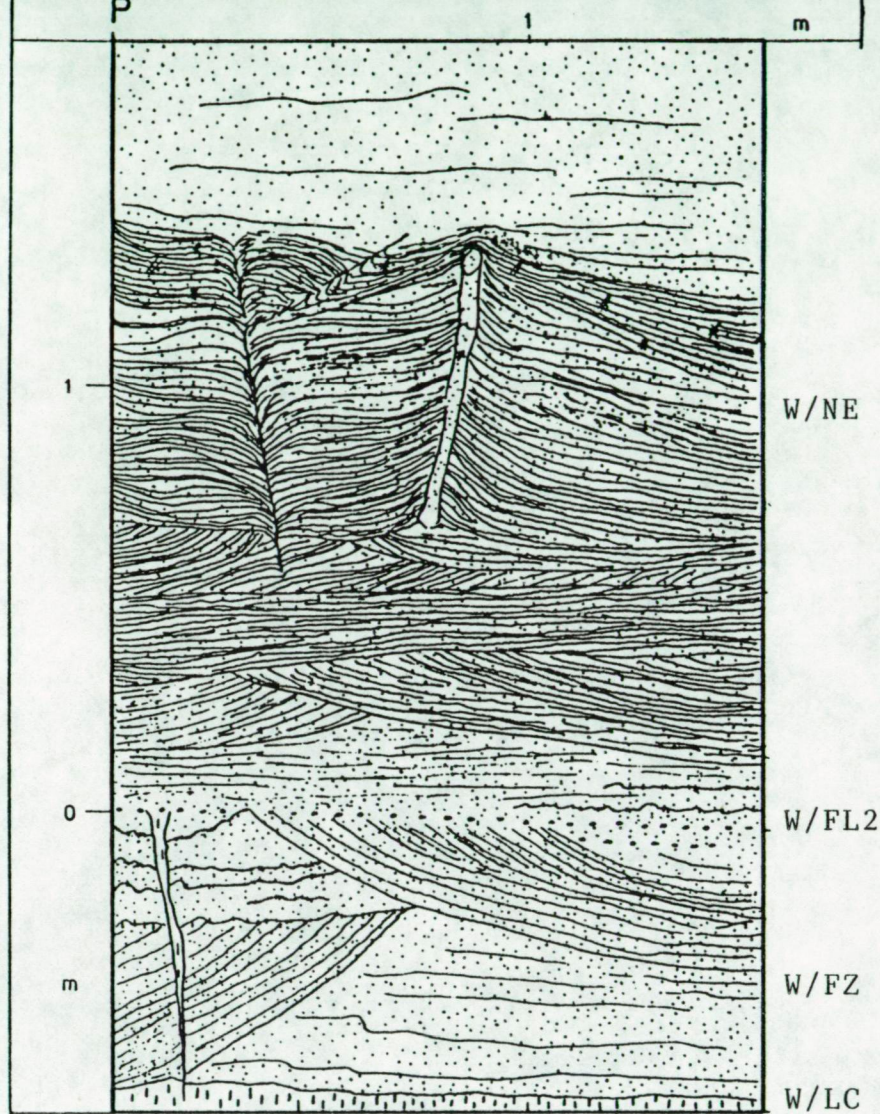
FIGUUR X.29. d. Ontsluiting Oostende Steenweg  
 kreekrandverschijnsel met ondergraving van de  
 veenlaag



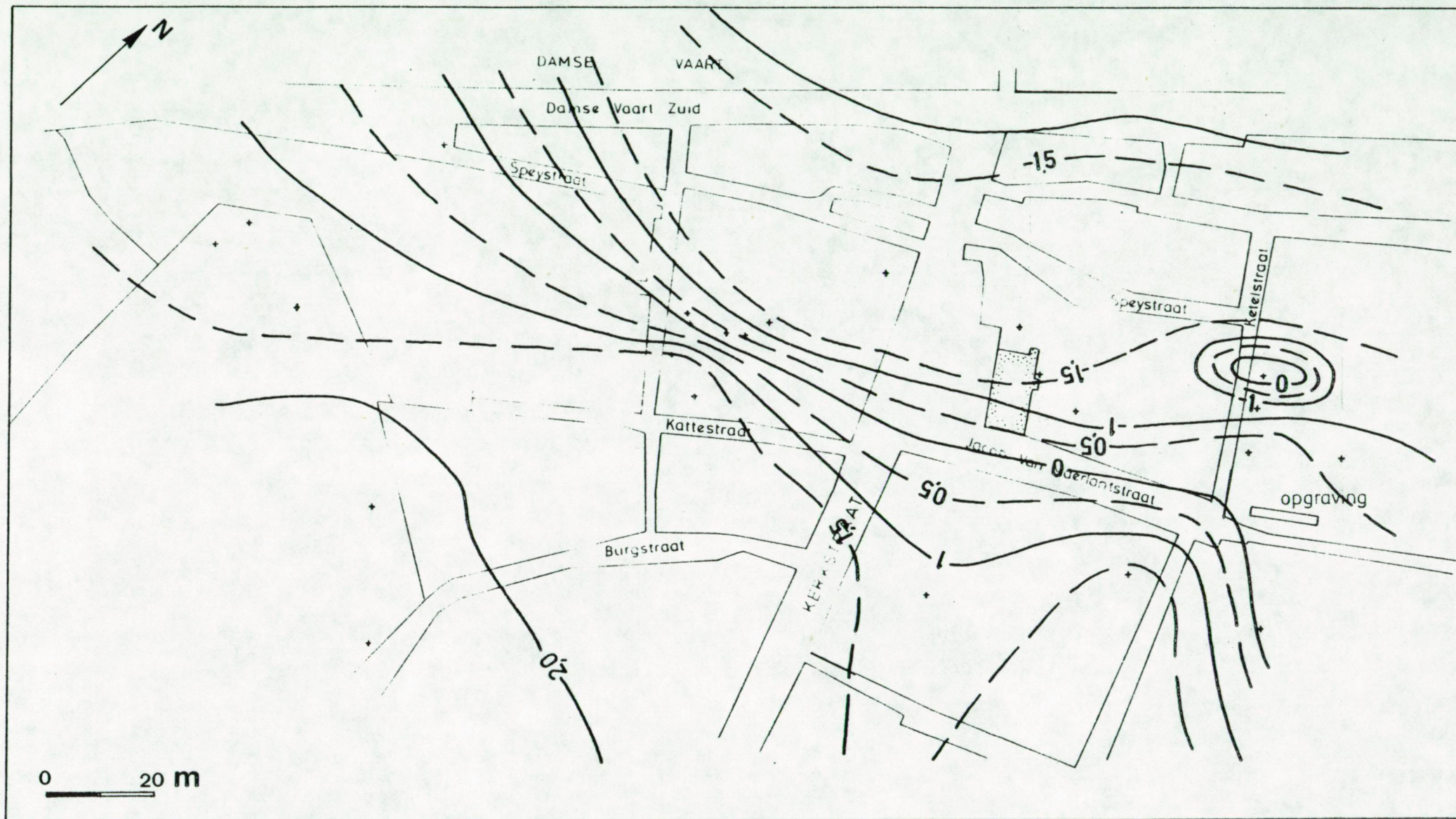
e. Ontsluiting Sint Pieters Molenstraat

FIGUUR X.29. Ontsluitingen Polderrand  
vervolg

f. Ontsluiting Blankenbergse Steenweg-Spoorweg  
fossiele ijswig







FIGUUR X.30. De basis van de geulinsnijding te Damme, of de top van het Pleistoceen substraat.



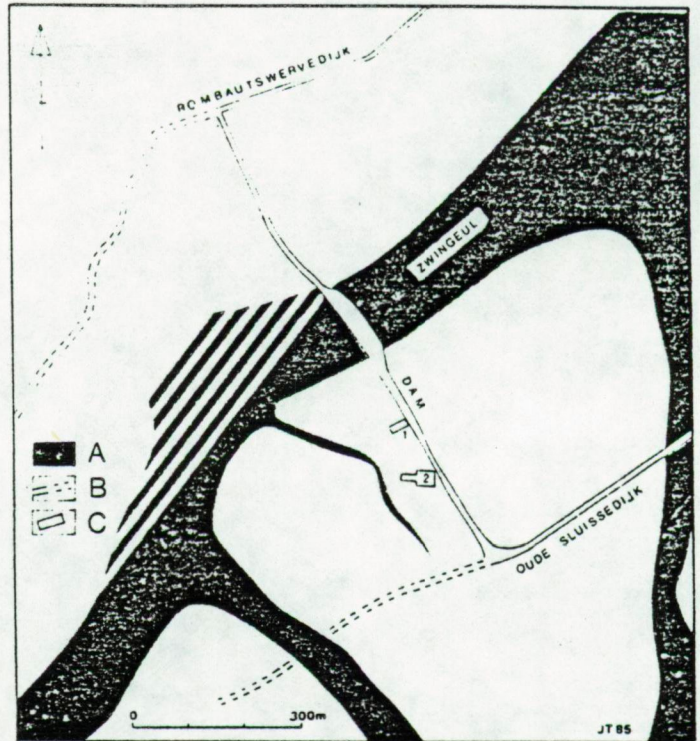
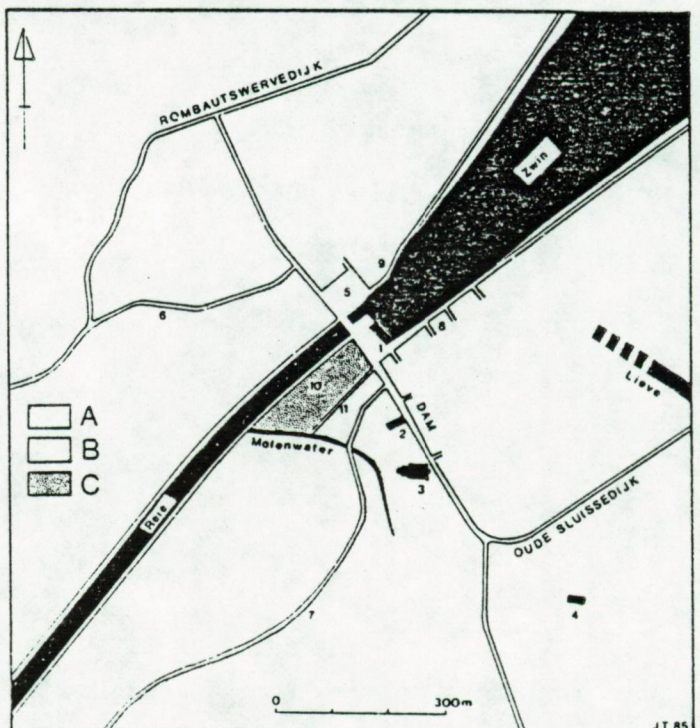


Fig. 3: Poging tot reconstructie van het landschap voor de stichting van de stad (naar de bodemkaarten Brugge 23W, Moerkerke 23E en de boorgegevens van Drs. Fr. Mostaert). a) Geul- en krenstelsel b) Verloop en mogelijk verloop van de dijken c) Oriëntatiepunten: 1) Sint-Janshospitaal 2) O.L. Vrouwekerk.

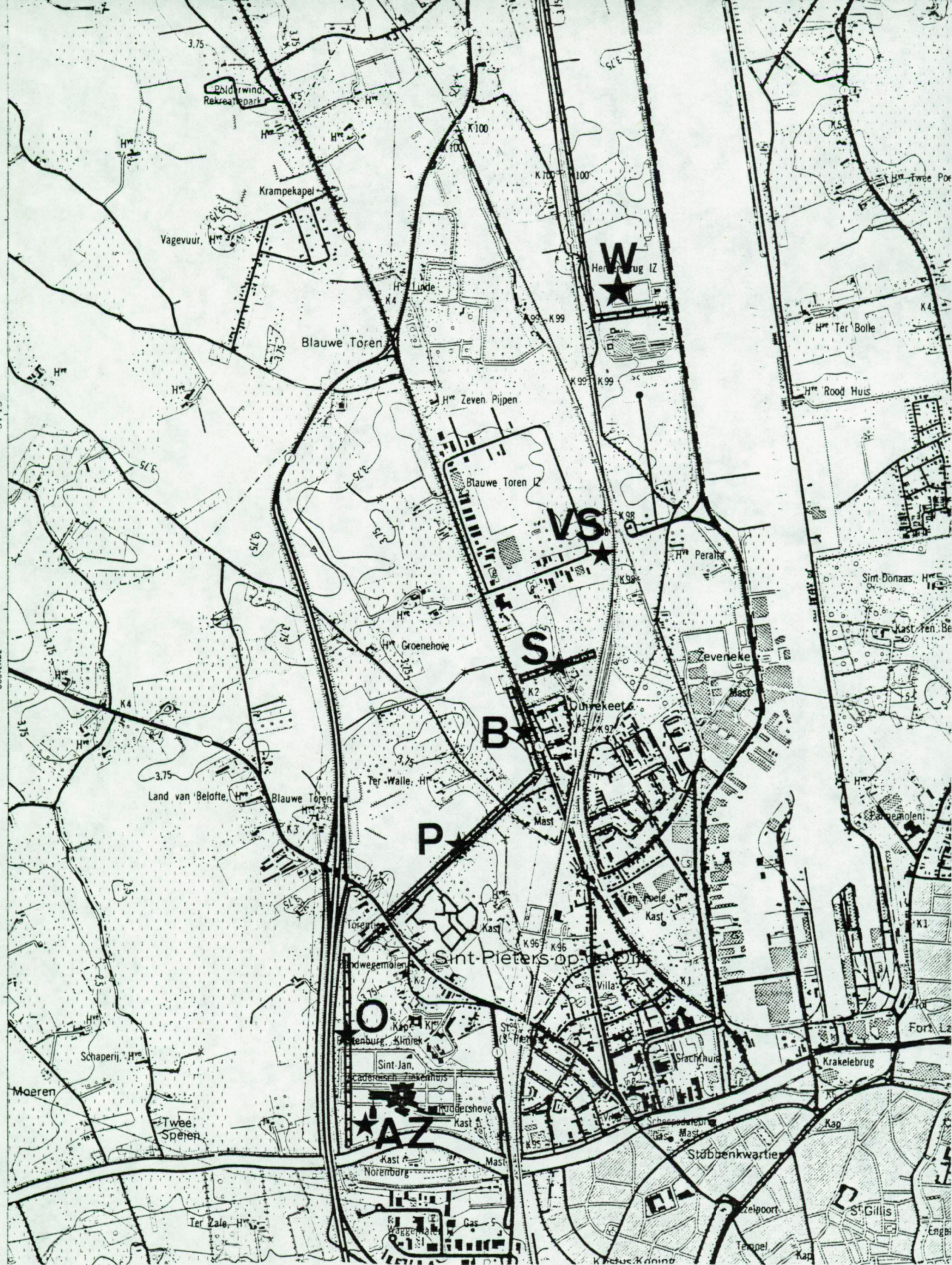
Fig. 4: De stadsontwikkeling van Damme, 1180-1218. a) Eerste helft 13de eeuw b) Tweede helft 13de eeuw c) Na 1267 1) Halle en schepenhuis 2) Sint-Janshospitaal 3) O.L. Vrouwekerk 4) Sint-Katarinakerk 5) Koornmarkt 6) Nederen landweg 7) Nederen Bruggeweg (huidige Polderstraat) 8) Hoogstraat (huidige Jacob van Maerlantstraat) 9) straatnaam niet gekend (aanzet in huidige Slekkestraat) 10) Speiestraat 11) Vleeshouwersstraat (huidige Kattestraat).



FIGUUR X.31. Situering van de Zvingeul te Damme

uit: 2000 jaar Zwinstreek  
TERMOTE (1985)  
MAPPAMUNDI





## A ANVULLENDE FIGUUR

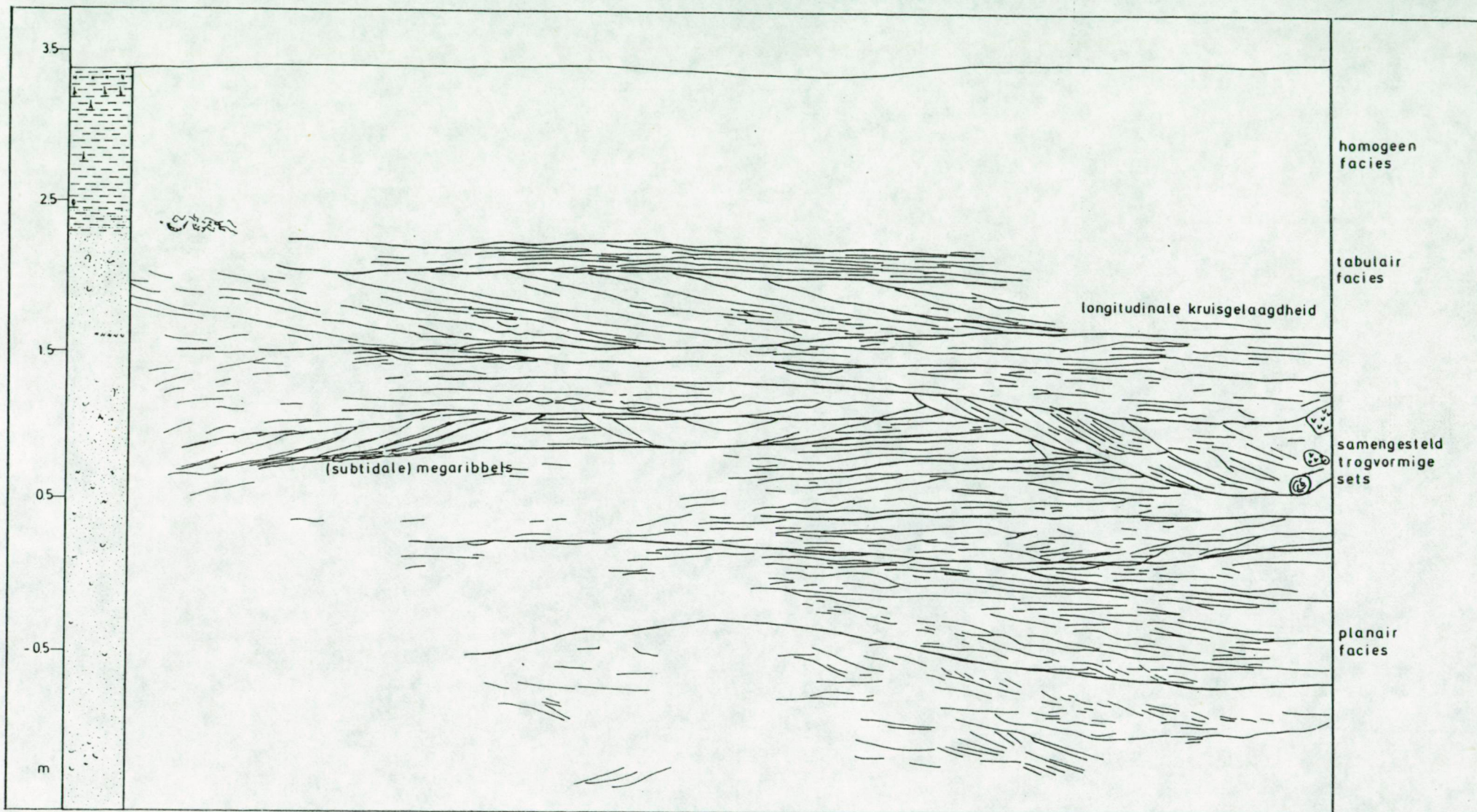
Lokalisatie van de ontlsuitingen in de testgebieden





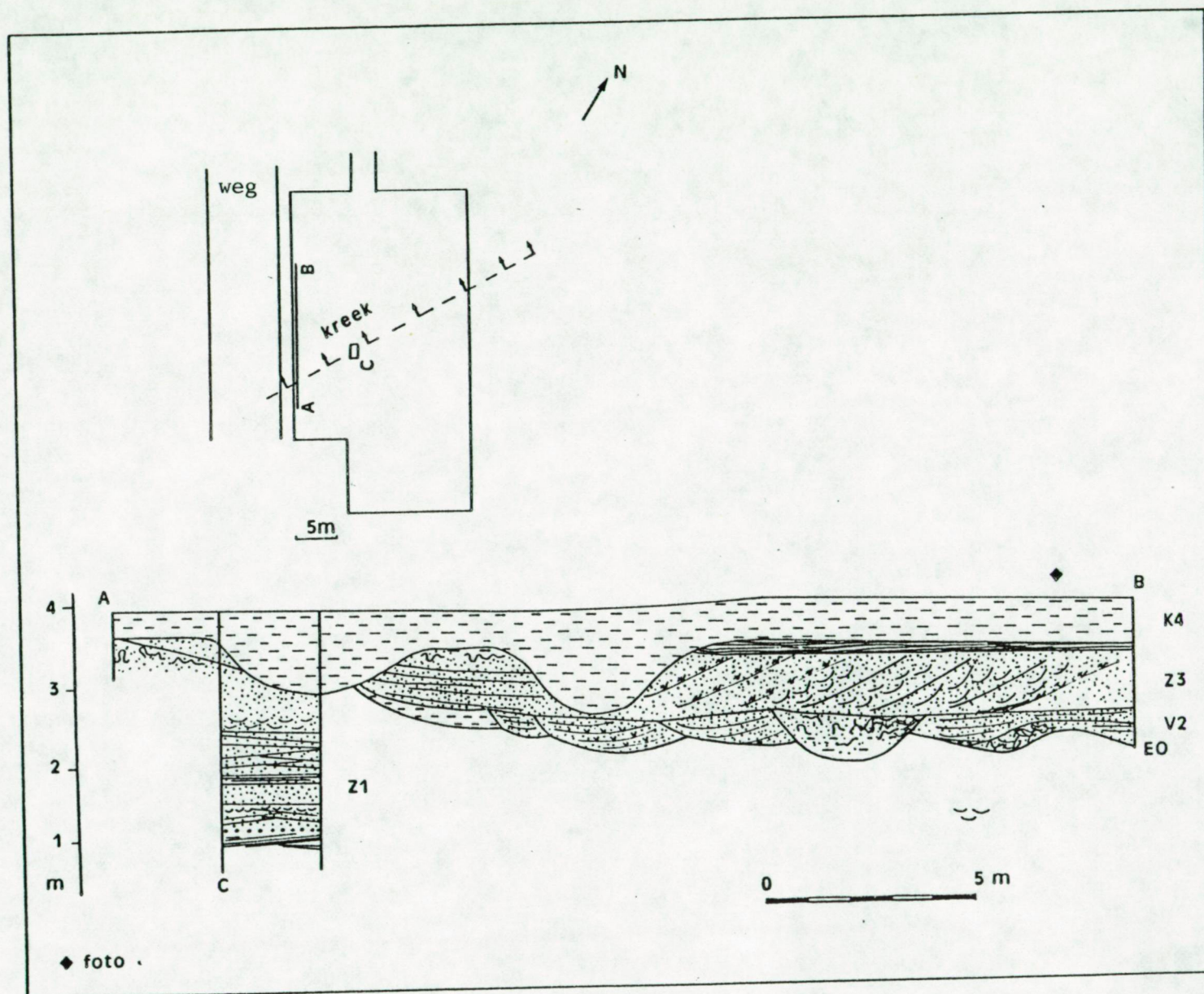
AANVULLENDE FIGUUR Lokalisatie van de ontlsluitingen in de Testgebieden  
 Brugse Middelland en Polderrand  
 Symboliek volgens TABEL I.3.





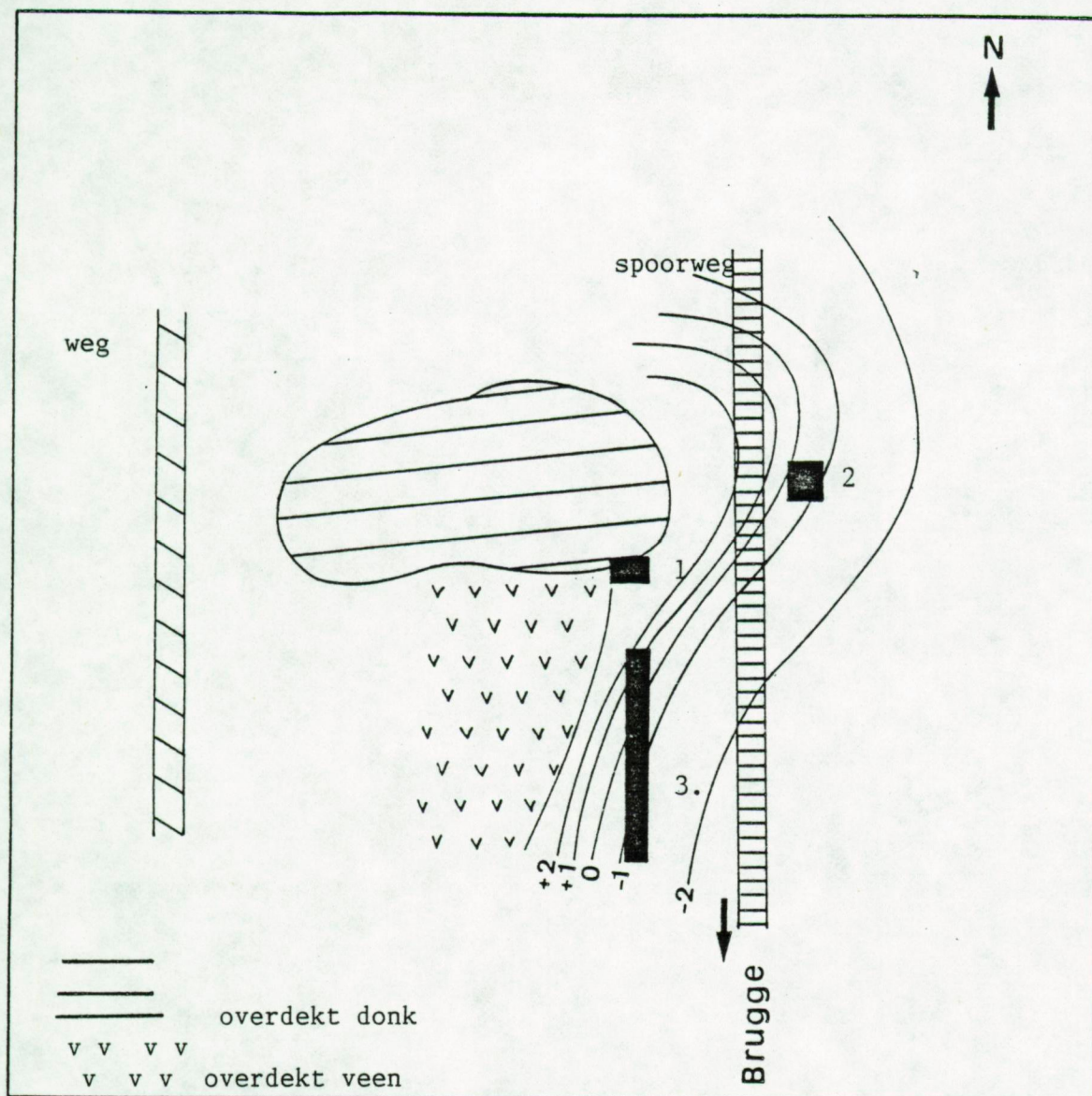
**FIGUUR X.32. b.** Detailprofiel ontsluiting Waterzuiveringsstation W





FIGUUR X.33. Ontlsuiting Zeveneken Zuid ZEV





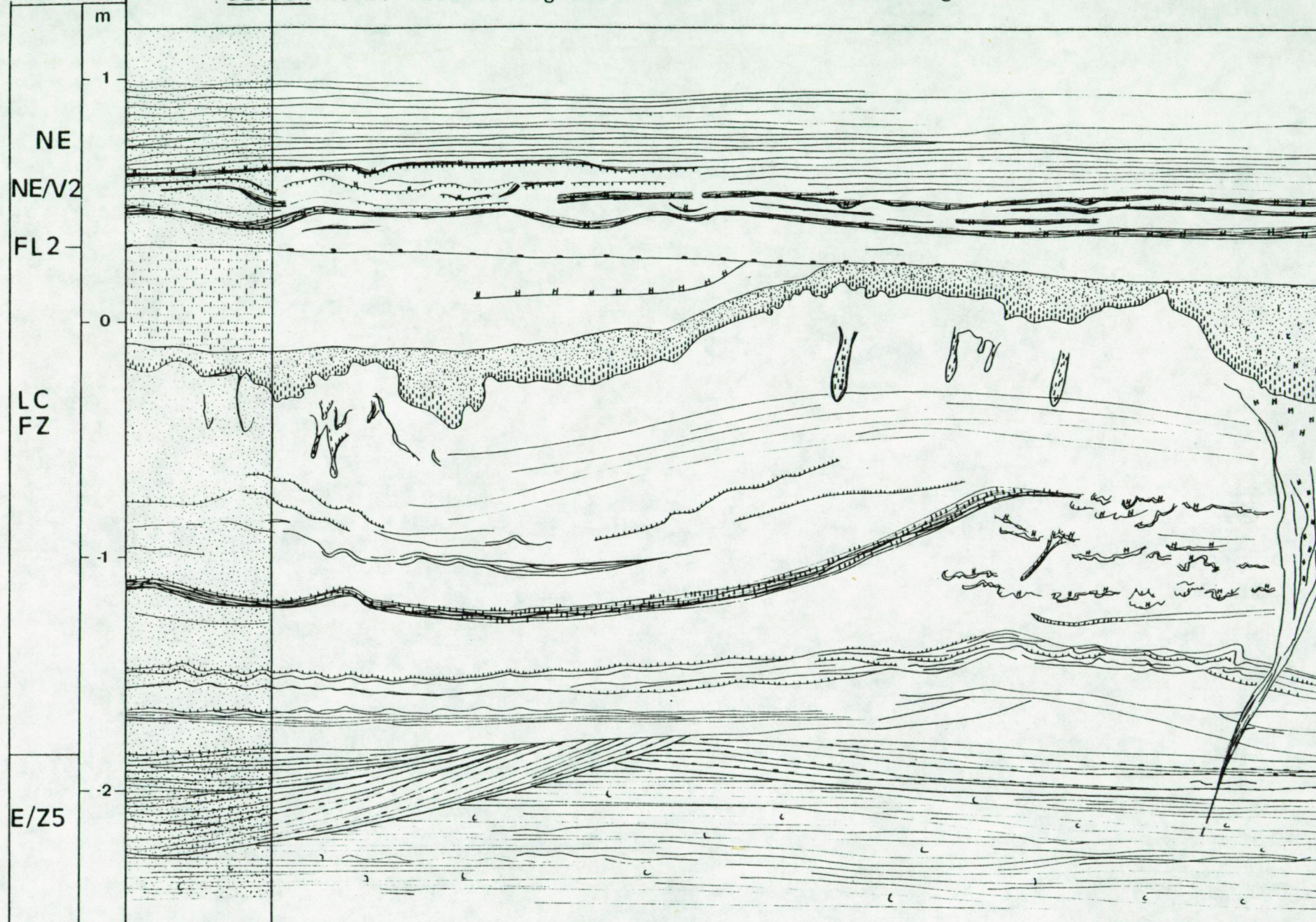
**FIGUUR X.34.** Situering van de deelontsluitingen van  
ontsluiting Blauwe Toren.  
De basis van de Holocene getijdegeul wordt  
weergegeven.

1. ontsluiting noordwest
2. ontsluiting noordoost
3. ontsluiting zuidwest

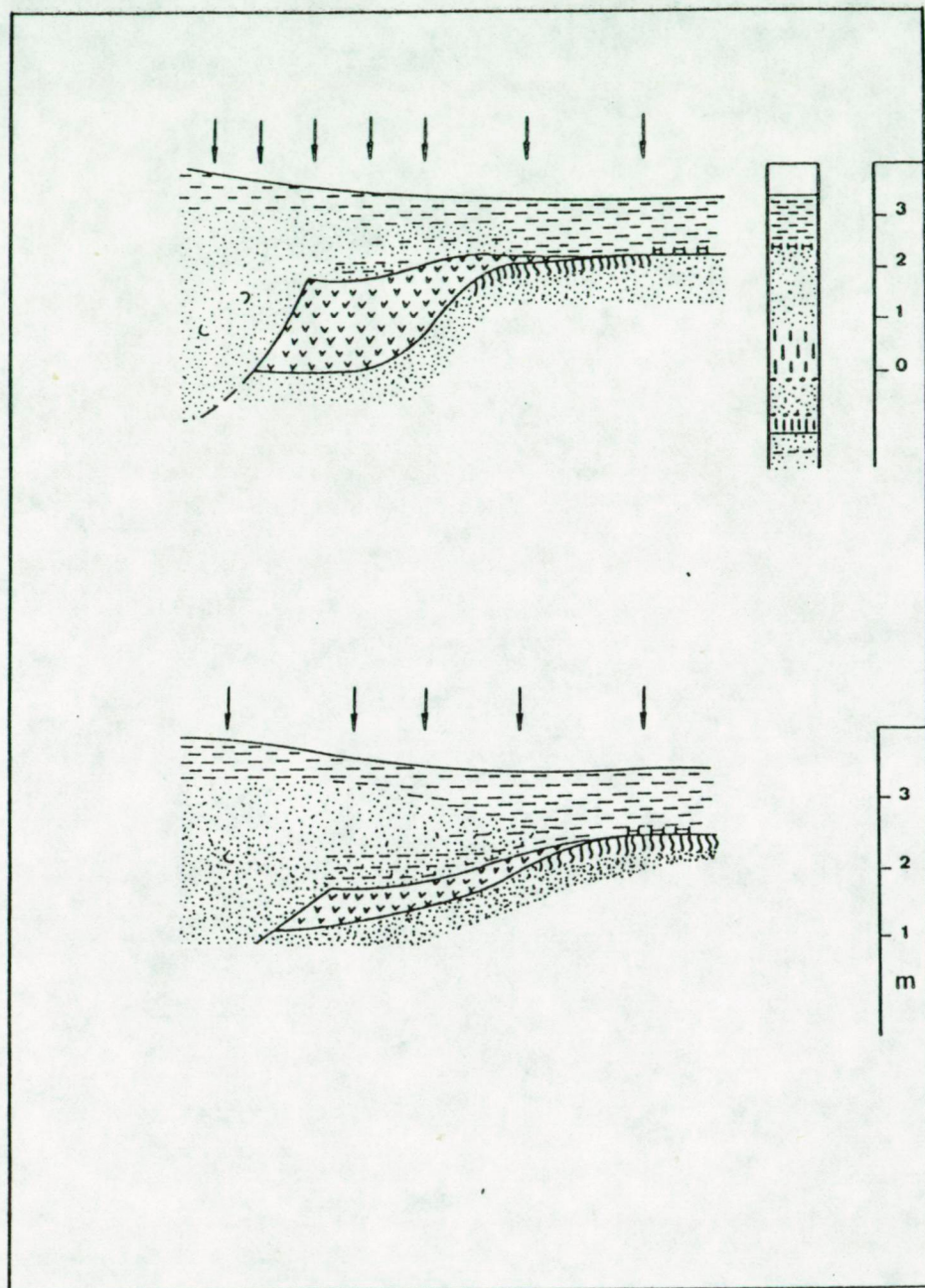


INTERPRETATIE

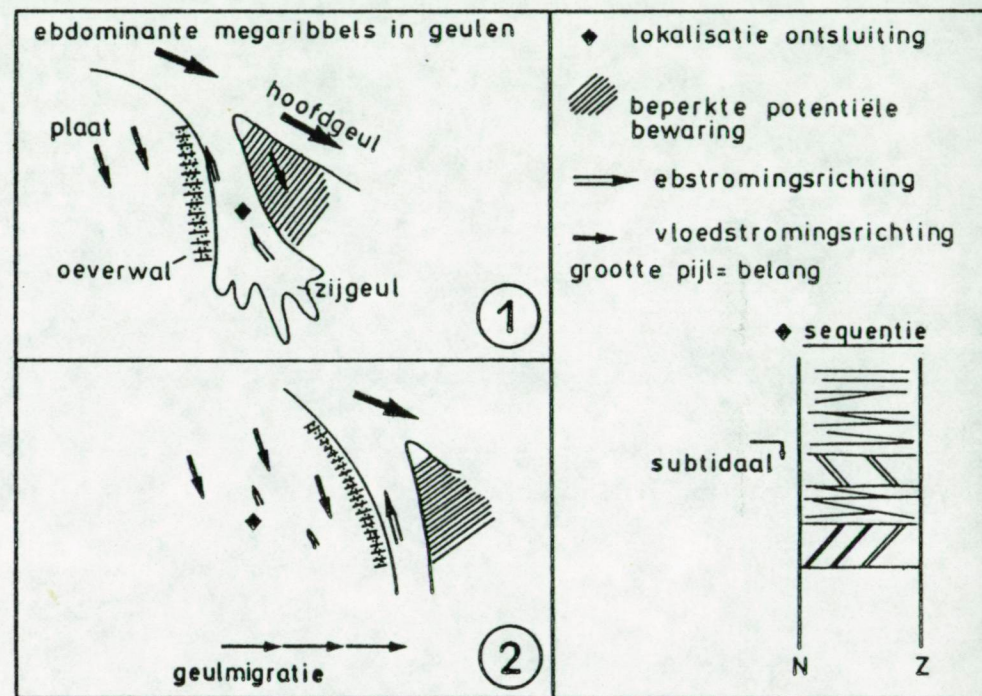
FIGUUR X.35. Ontsluiting Blauwe Toren VS ontsluiting noordwest





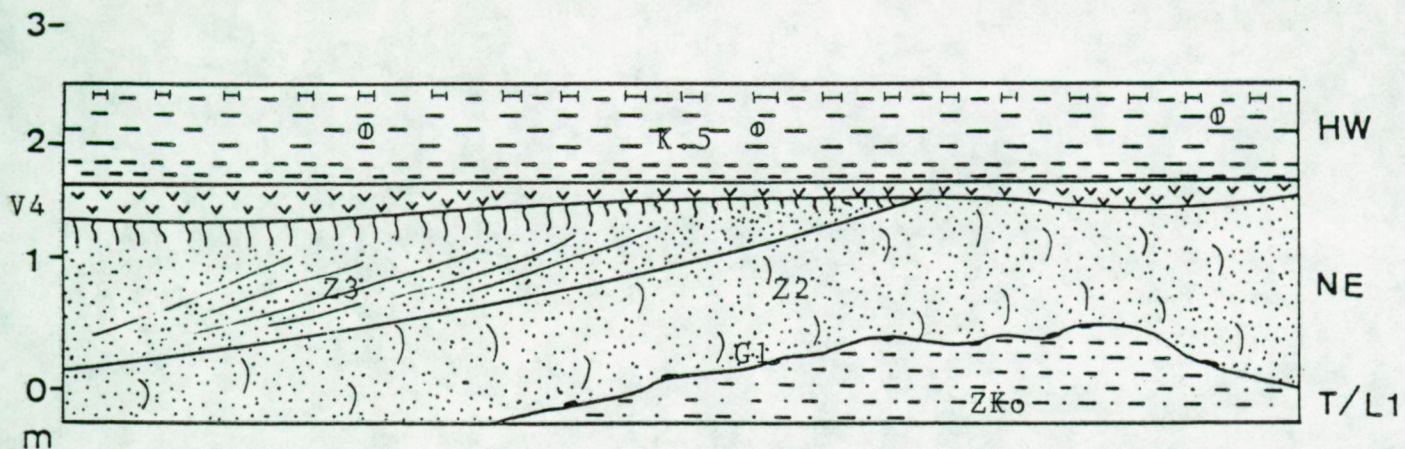


**FIGUUR X.36.** geulrandverschijnselen van de geul  
Blankenberge- Brugge



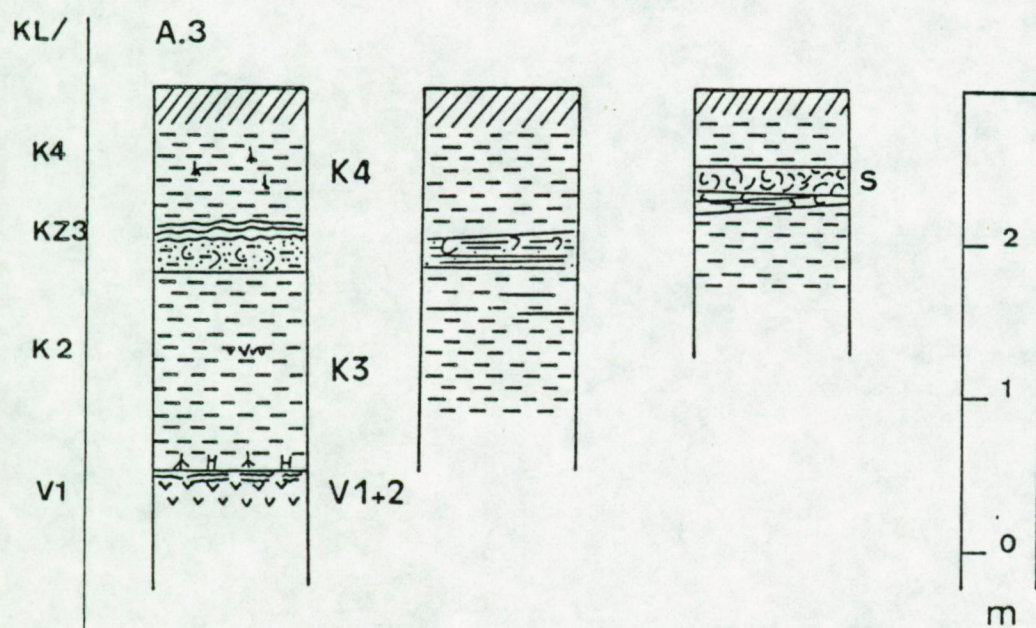
**FIGUUR X.37.** Model voor laterale geulverplaatsing  
gebaseerd op VAN DEN BERG (1980)





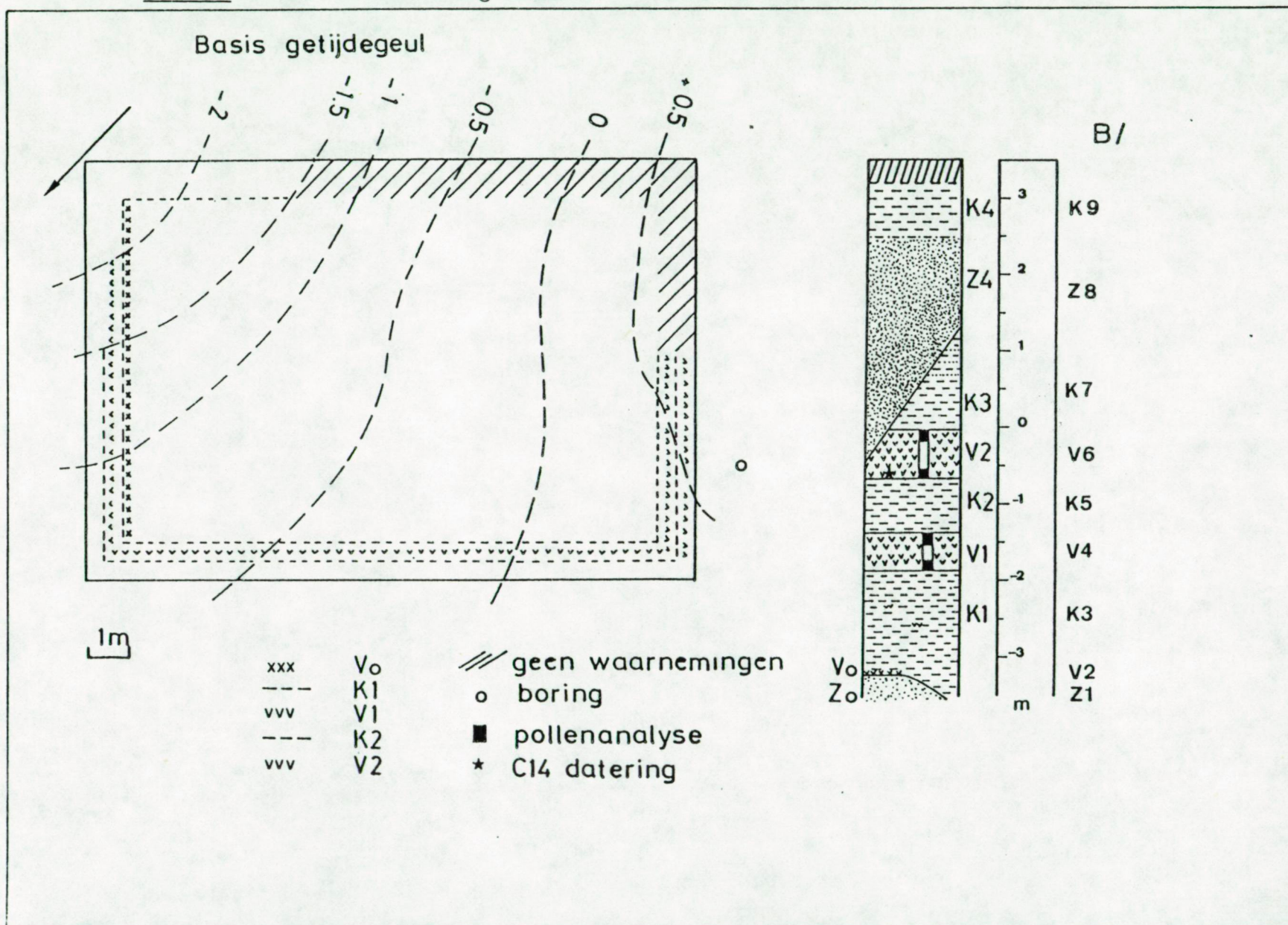
FIGUUR X.38. Schematische verticale kolom van ontsluiting Jabbeke J.

FIGUUR X.39. Schematische verticale kolom in ontsluitingen Klemskeke K

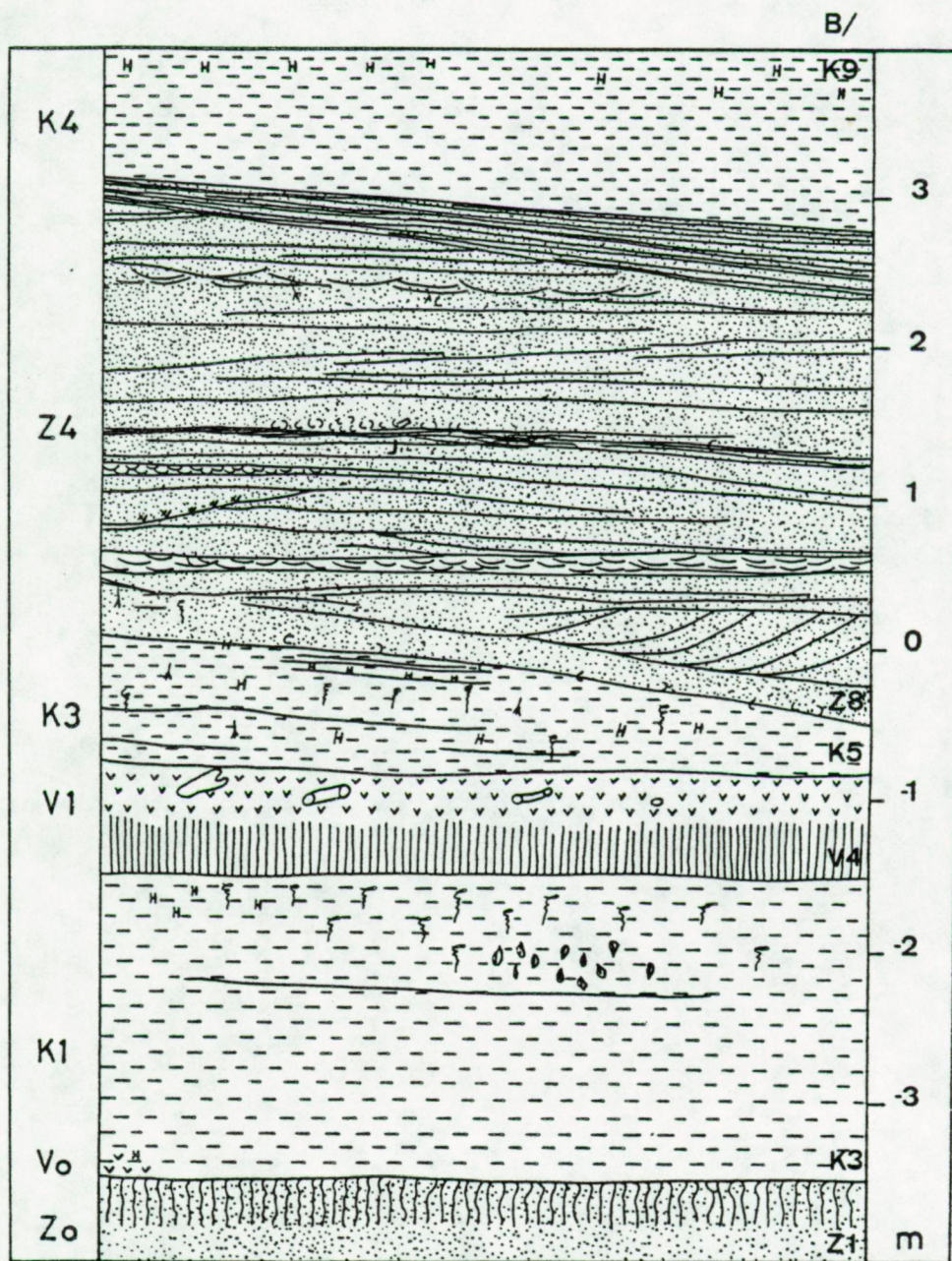




FIGUUR X.40. Ontsluiting Bredene Collector - Overzicht

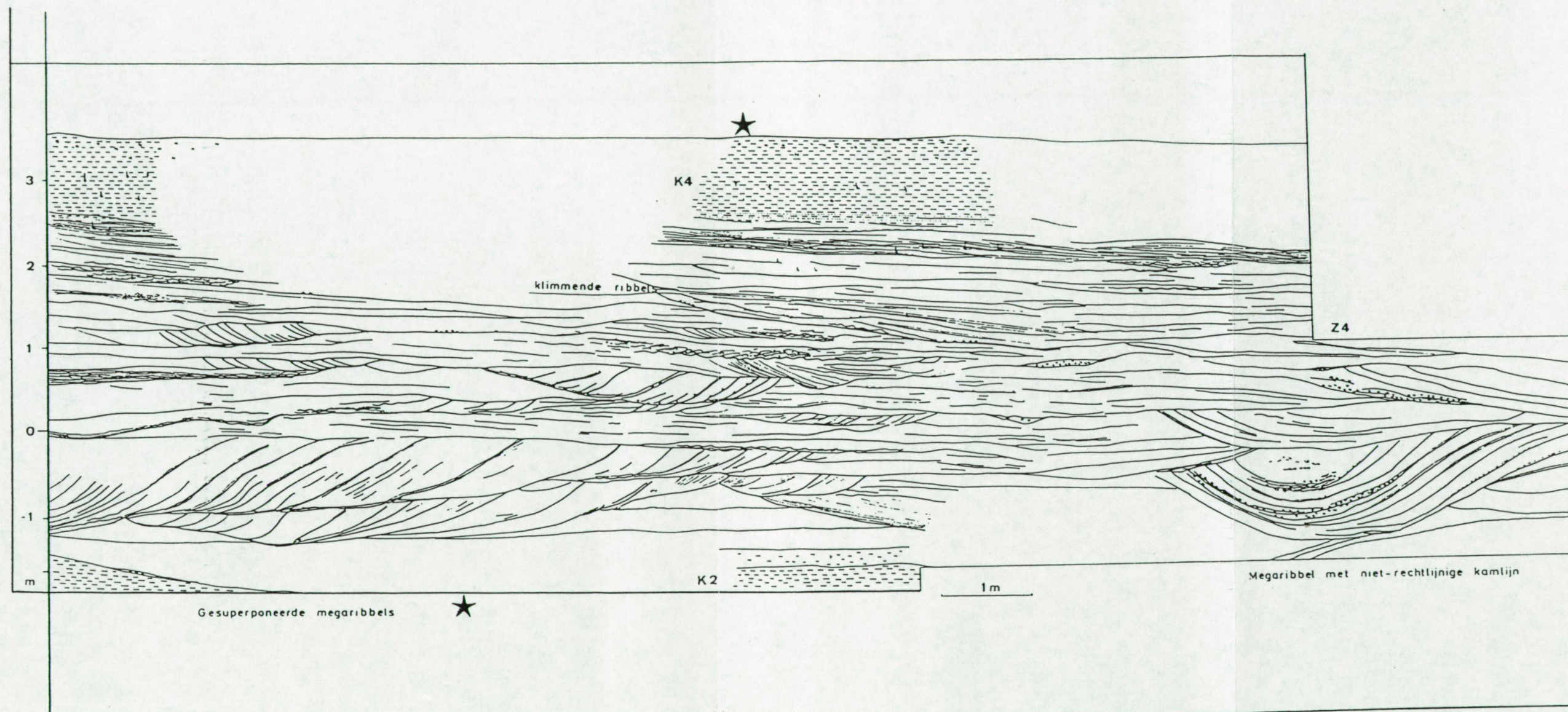






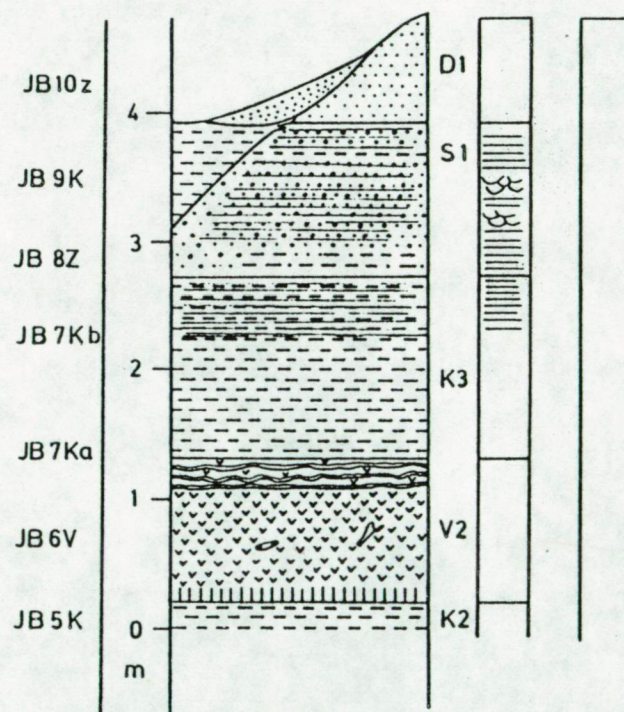
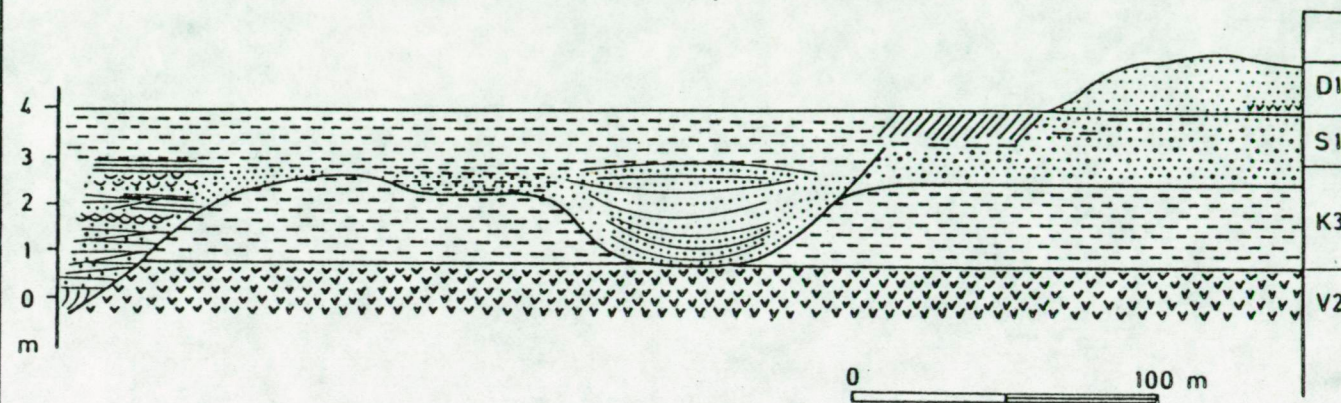
FIGUUR X.40. b. detailprofiel te Bredene buiten de invloed van de diep ingesneden getijdegeul





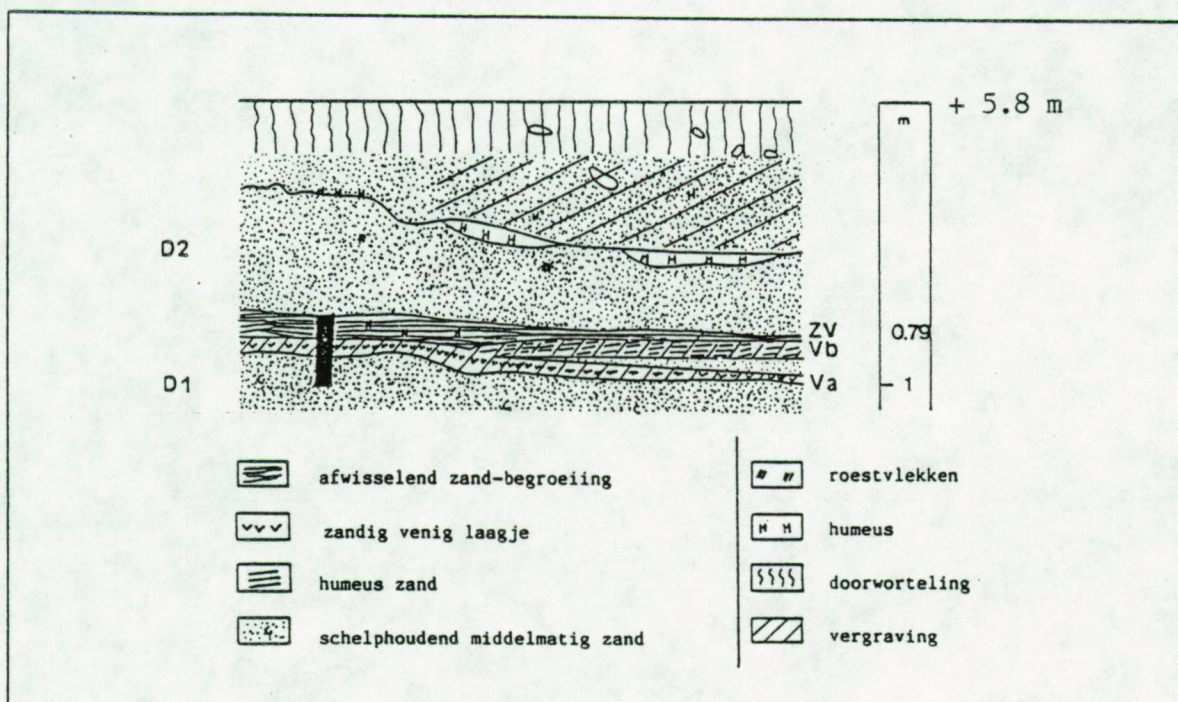
FIGUUR X.41. Detailfiguur ontsluiting Bredene Collector  
opname doorheen de getijdegeul en zandwadsequentie.



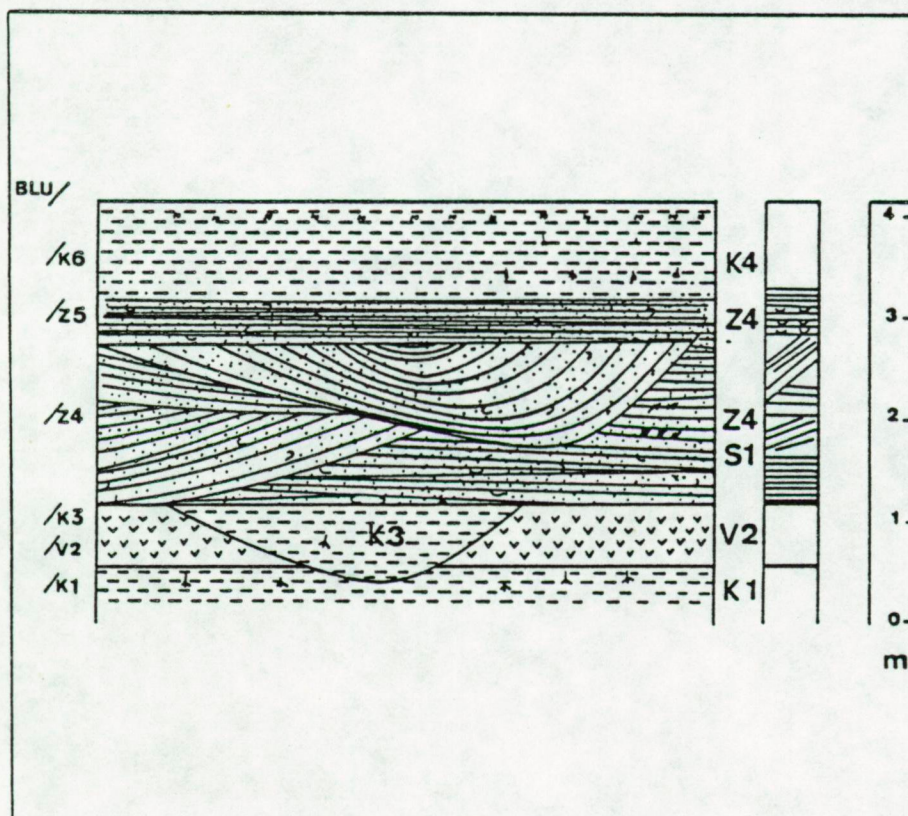


FIGUUR X.42. Ontsluited Jacobinessen JB



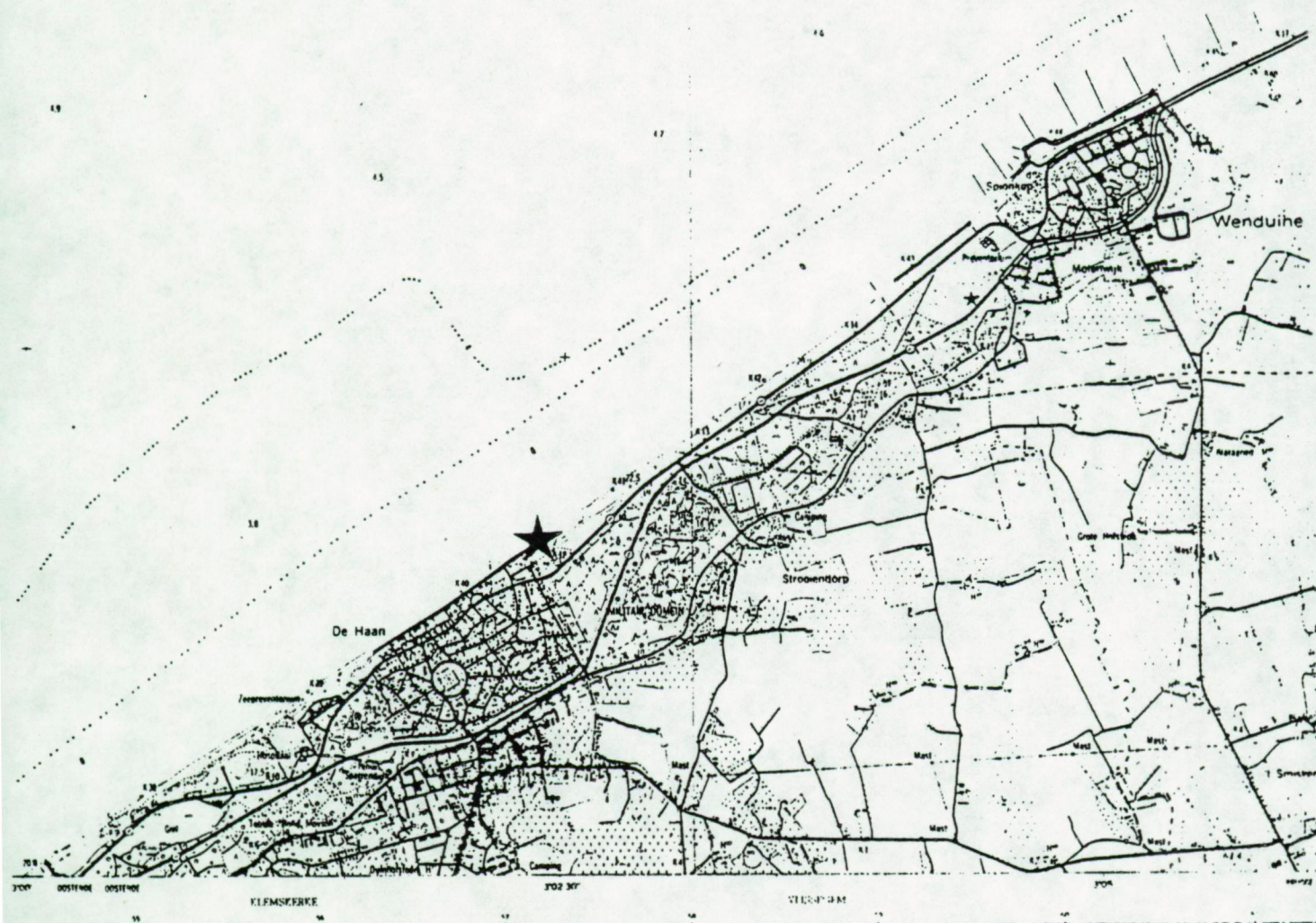


FIGUUR X.44. Ontsluiting Duinen De Haan-Blutsijde  
(diepte in peilen onder het maaiveld.



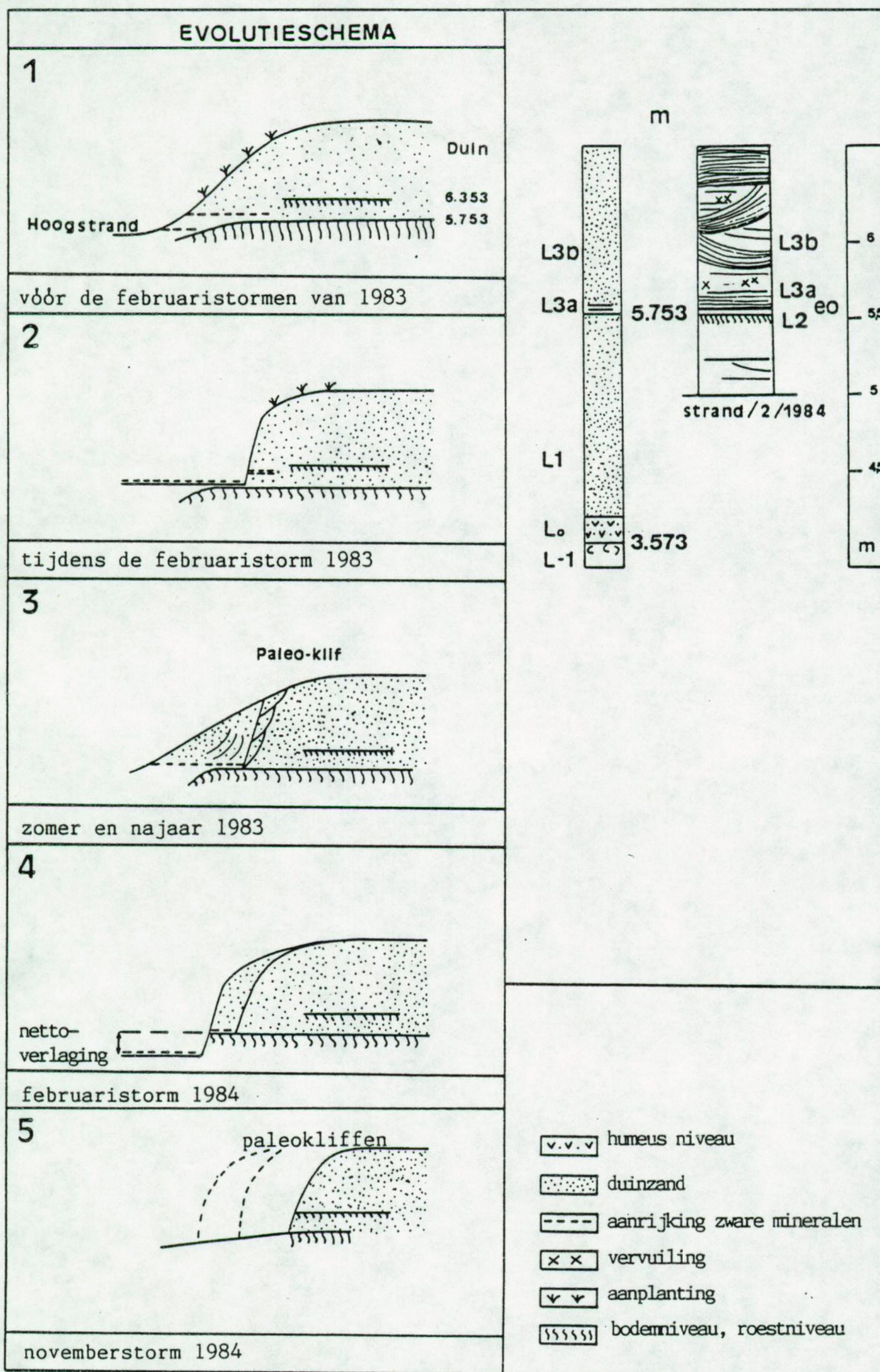
FIGUUR X.43. Ontsluiting Blutsijde BLU  
schematische verticale kolom





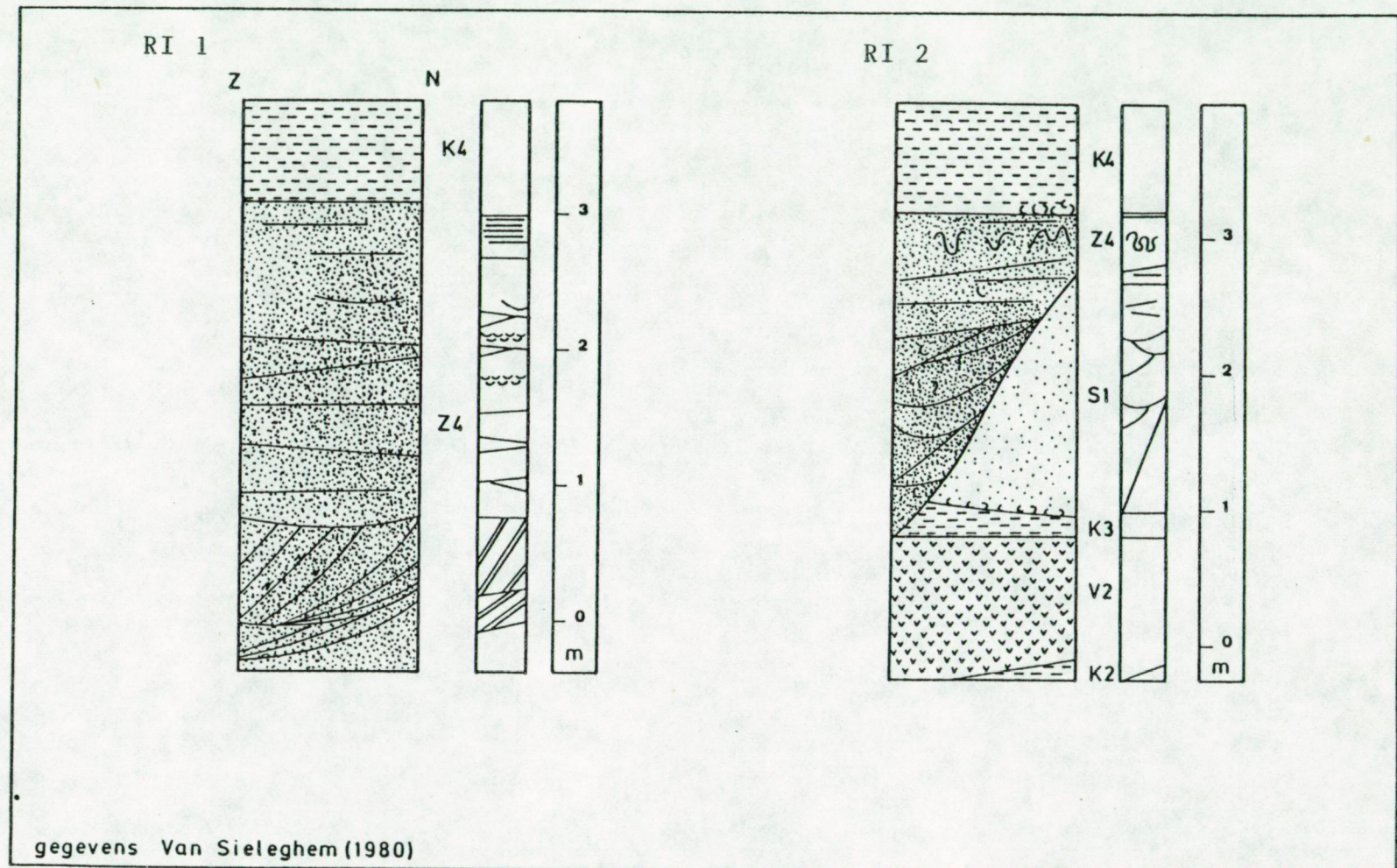
FIGUUR X.45. a. Situering van ontsluiting De Haan  
( zie ook volgende blad)





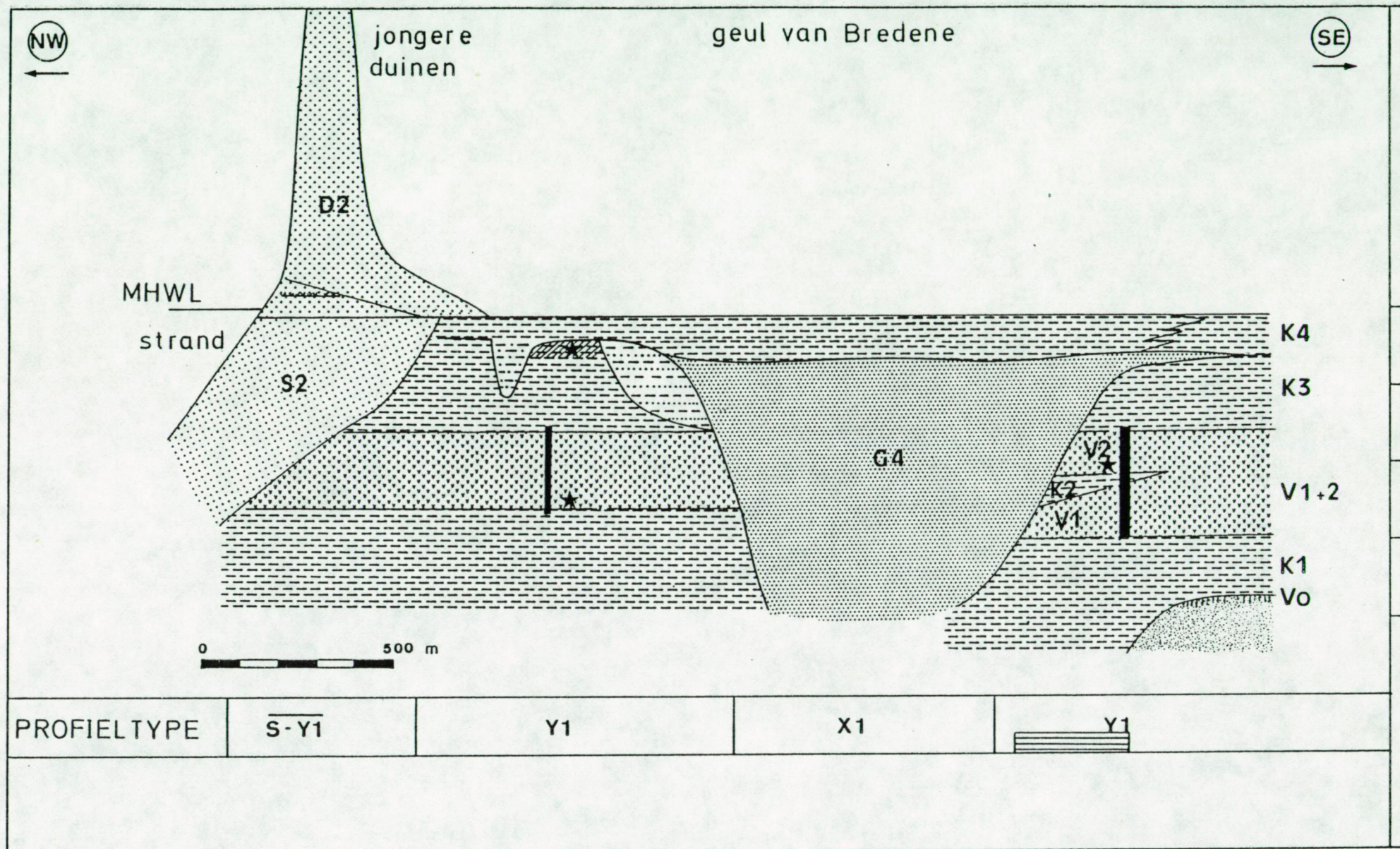
FIGUUR X.45. b. Evolutie-schema bij de ontsluiting De Haan





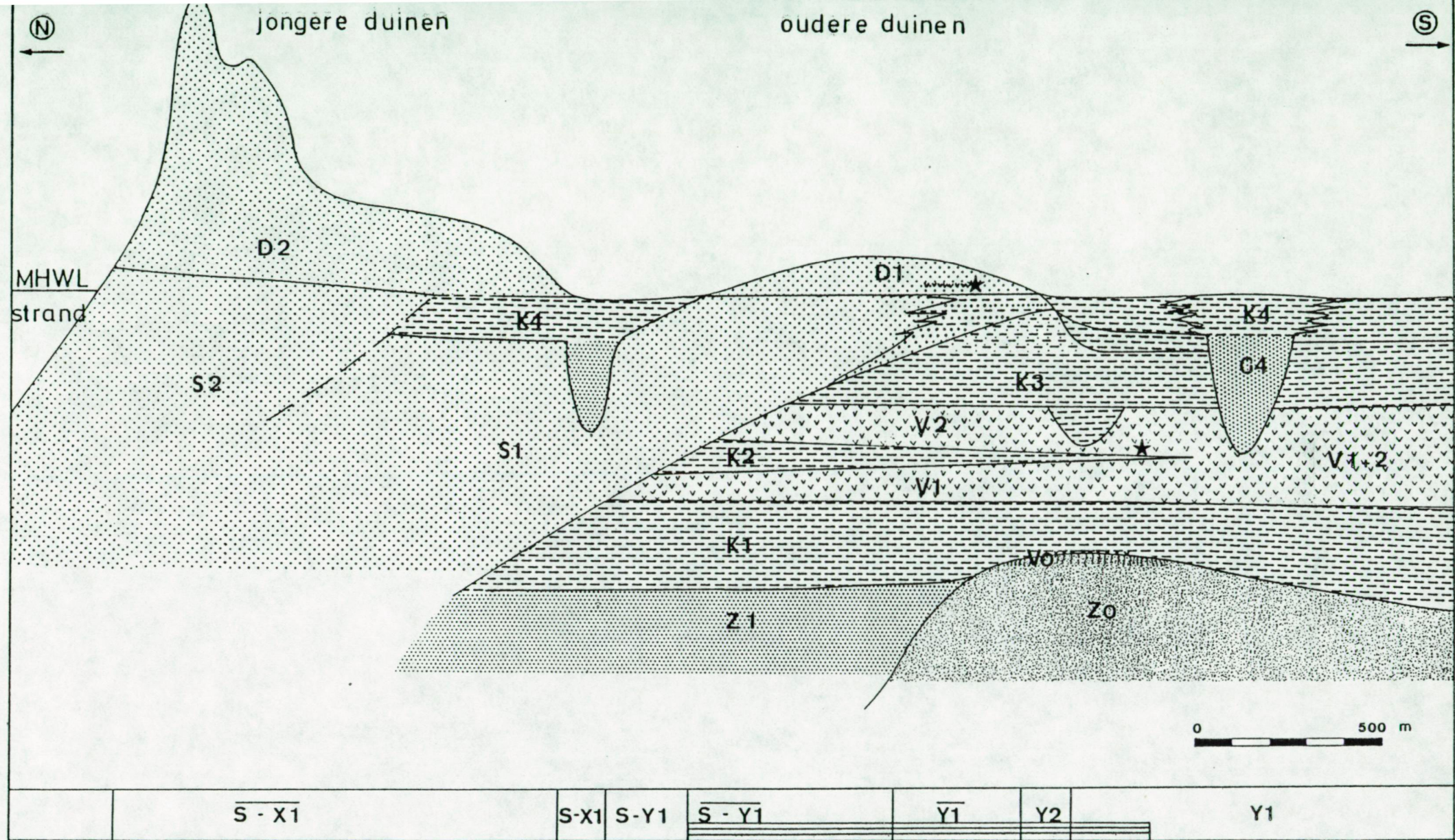
FIGUUR X.46. Ontsluitingen Riolsleuf Bredene RI '1 en RI 2





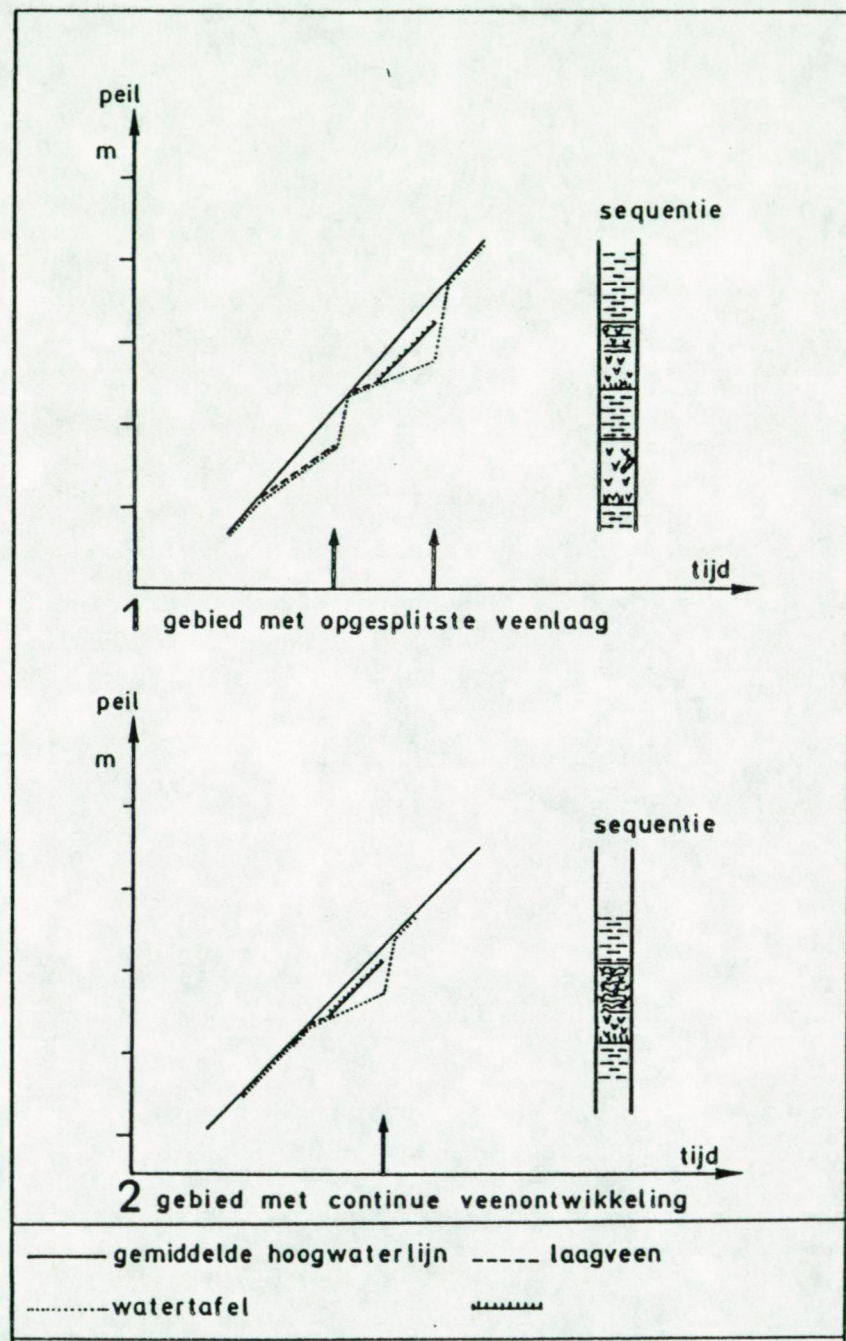
FIGUUR X.47. Synthetisch profiel ( situering op kaart I.4)





FIGUUR X.48. Synthetisch profiel (situering zie 1.4.)

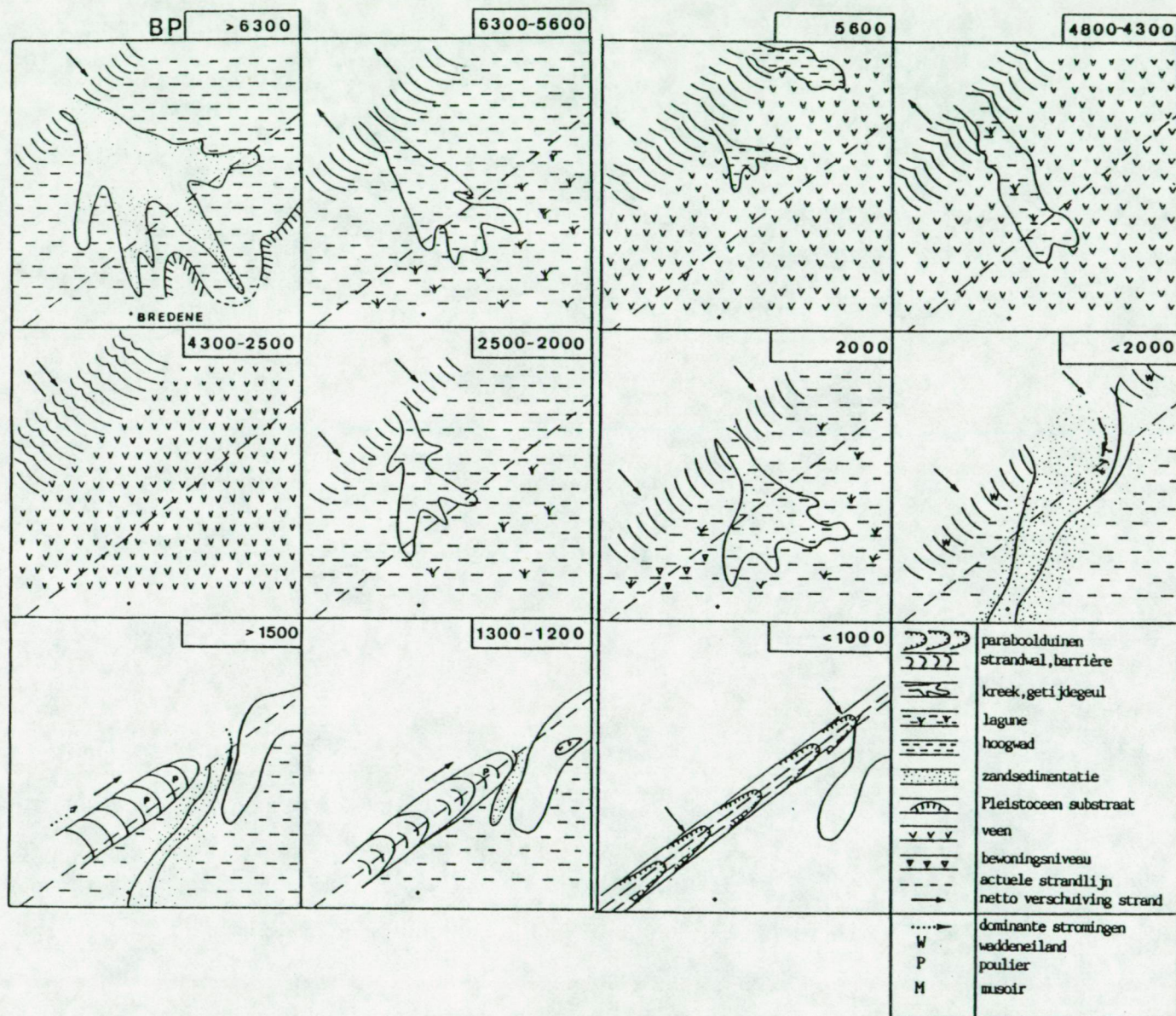




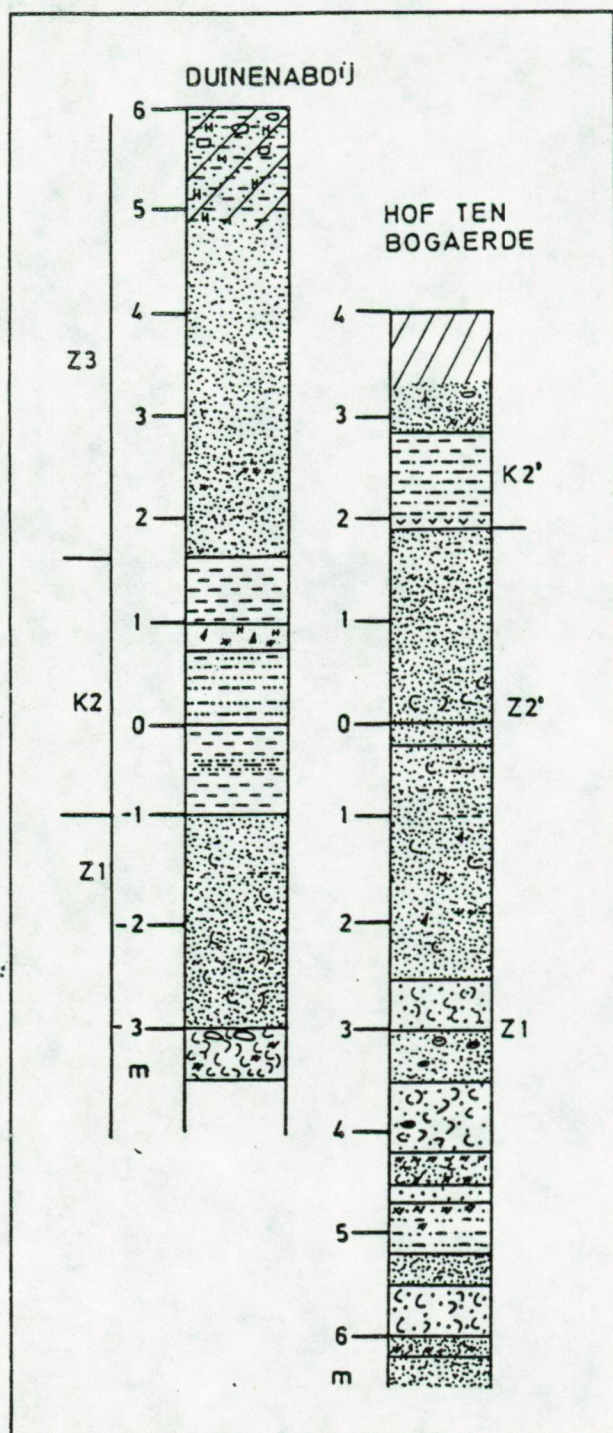
FIGUUR X.49. De relatie tussen de zeespiegelstand, de watertafel en de top van het veen



FIGUUR X.50. schematisch overzicht van de gebeurtenissen  
te Bredene.







FIGUUR X.51. boorgegevens te Oostduinkerke gesitueerd op figuur X.51'



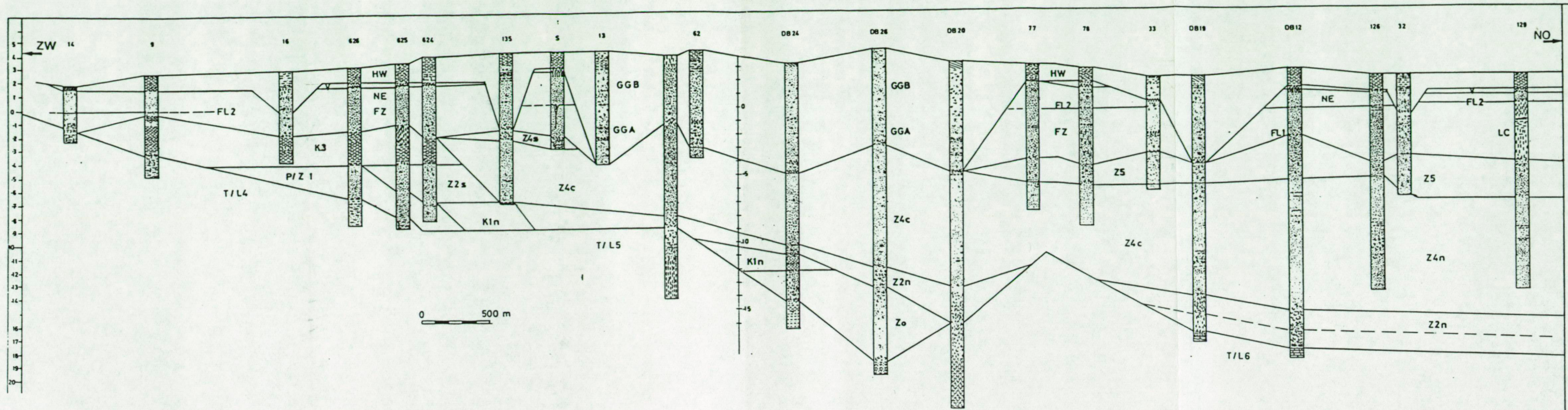


FIGUUR X.51 ' Lokalisatie van de gegevens  
 AN ontsluiting Oostduinkerke  
 1 Duinenabdij  
 2 Hof Ten Bogaerde  
 • boorgegevens



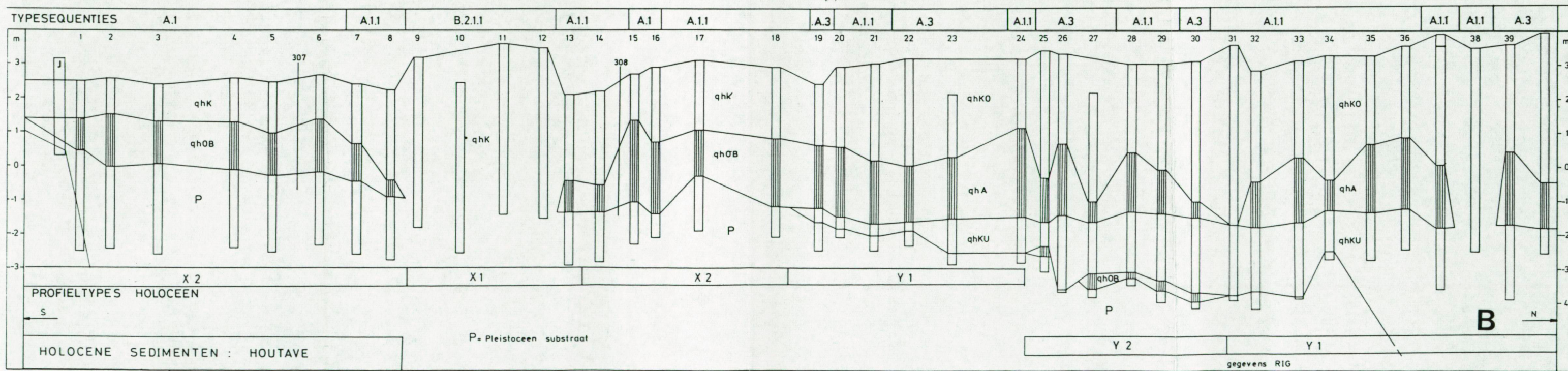
# PROFIELEN





PROFIEL A. Polderrand en Brugse Middelland

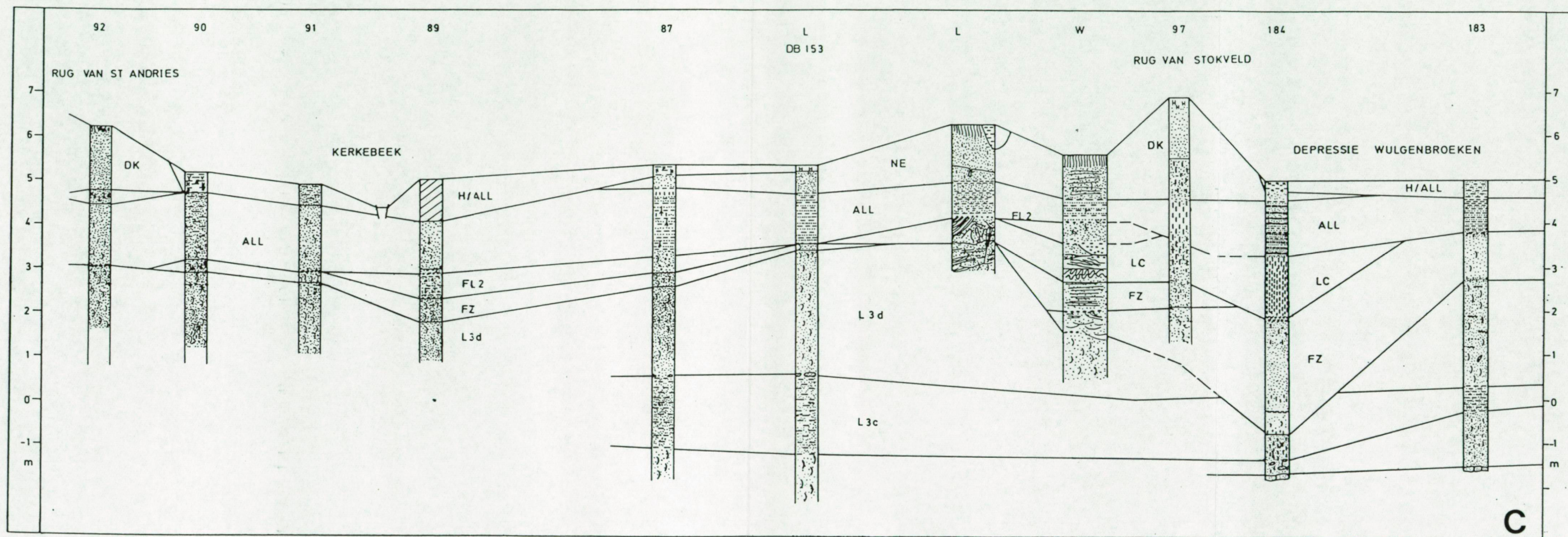
A



PROFIEL B. Oudland Houtave Meetkerke

B

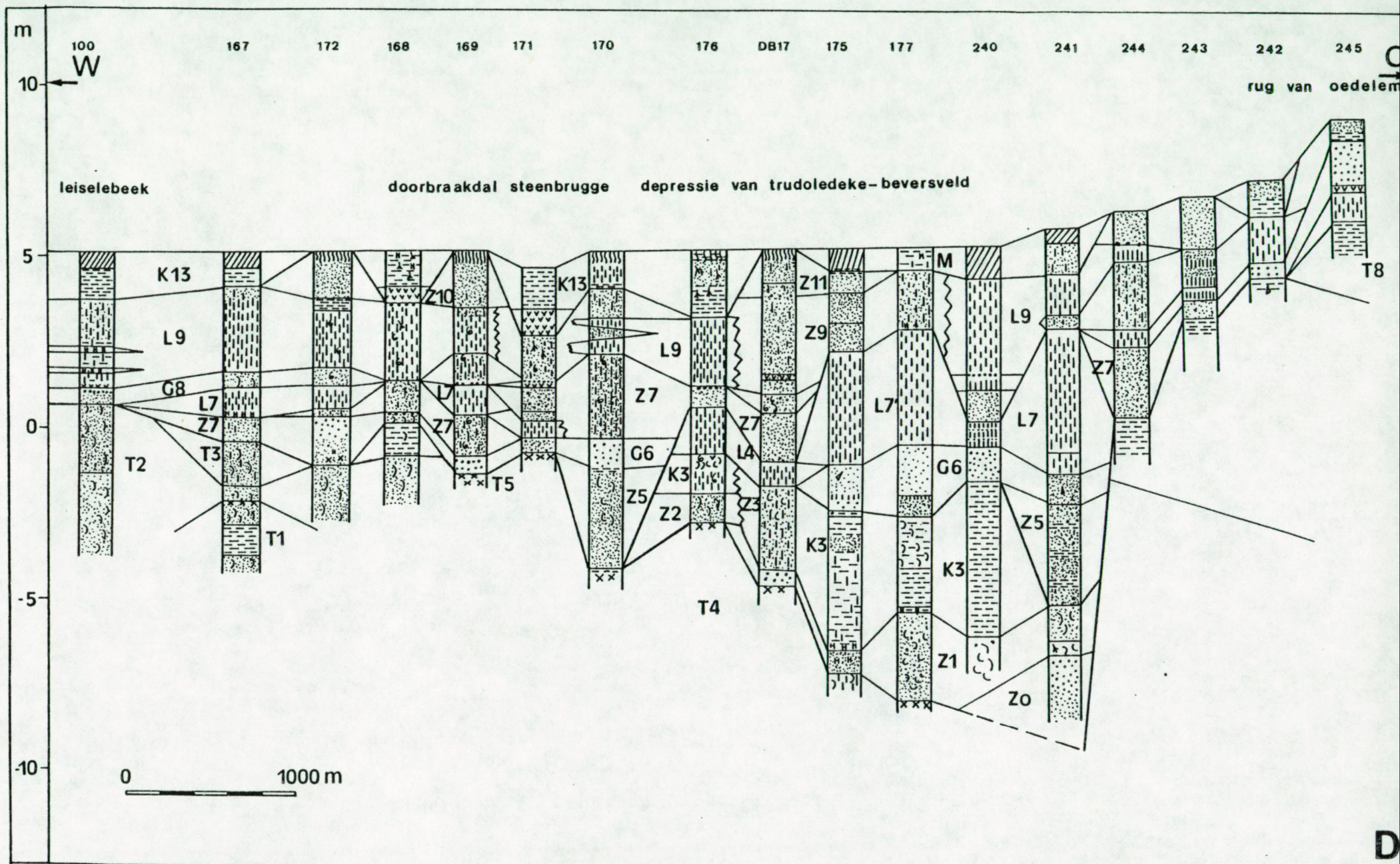




PROFIEL C

Zuidbrugse Dallandschap

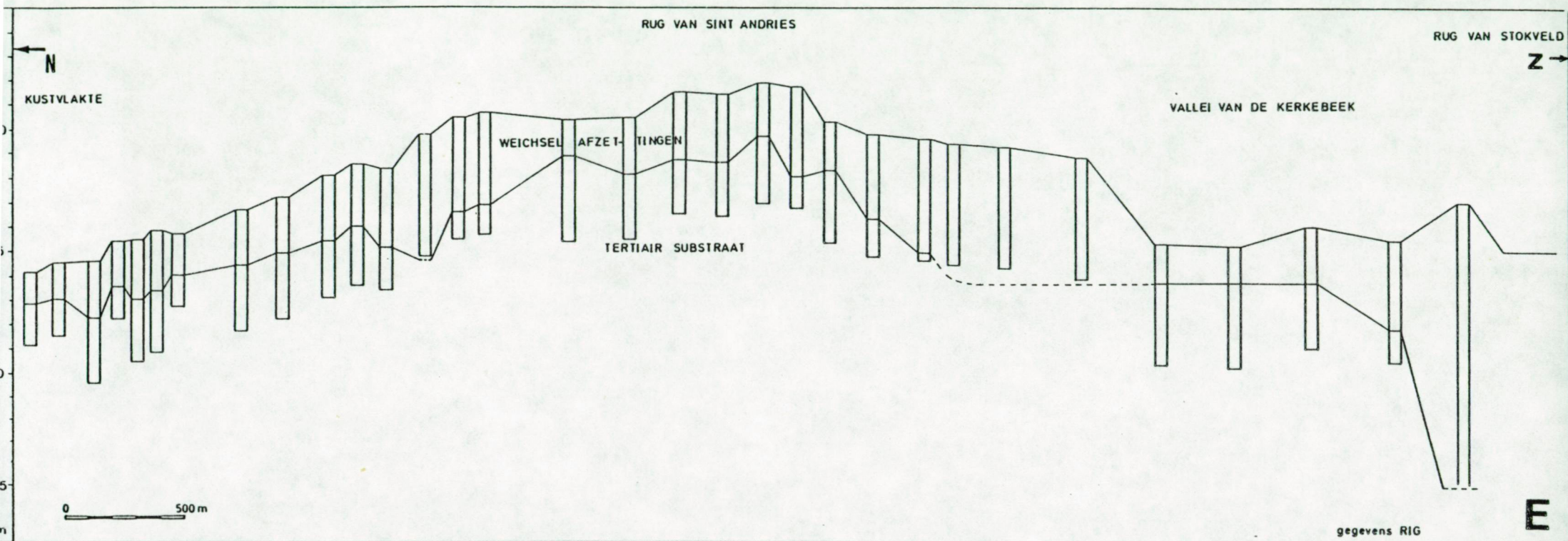




PROFIEL D

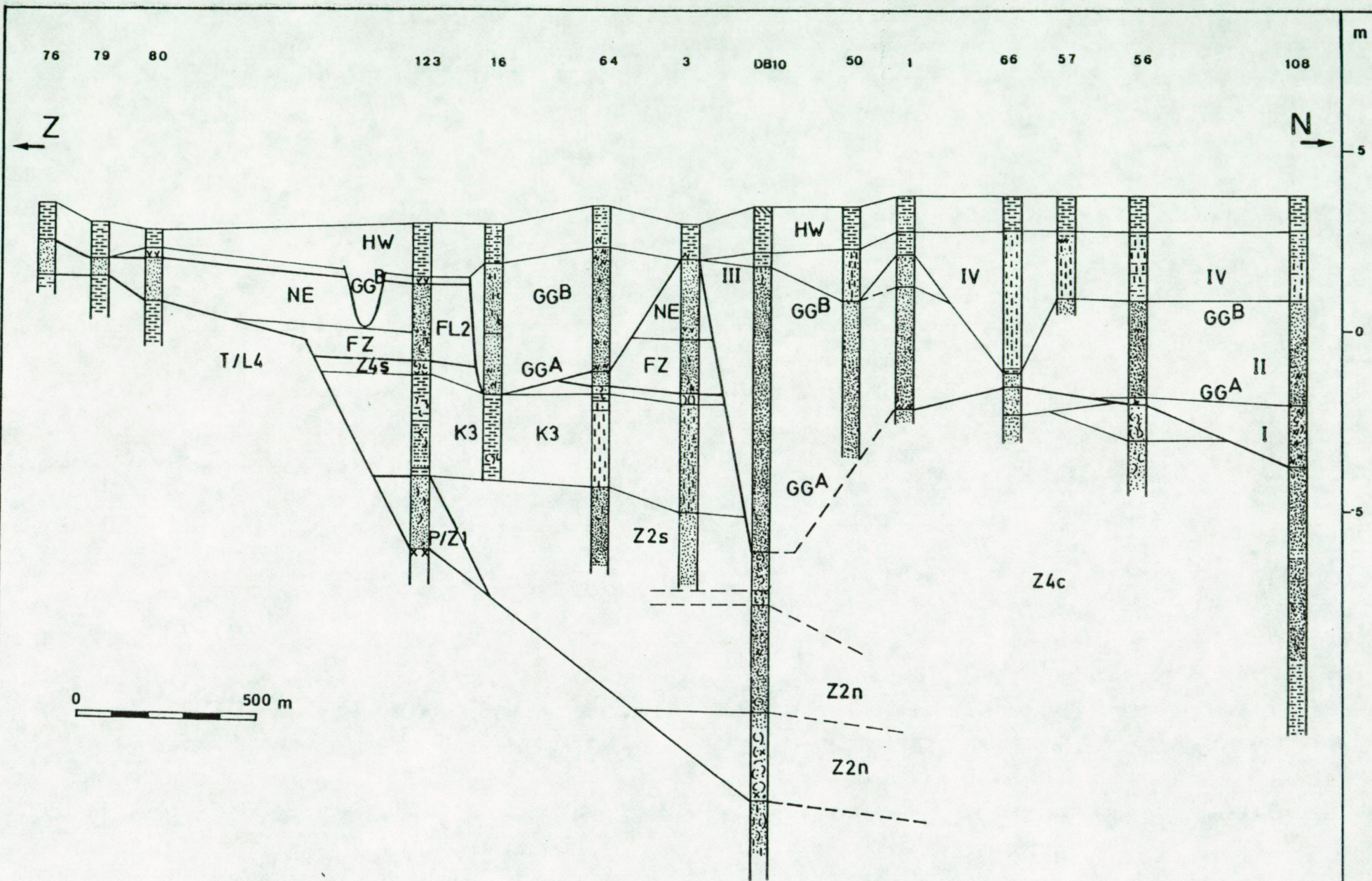
Zuidbrugse Dallandschap





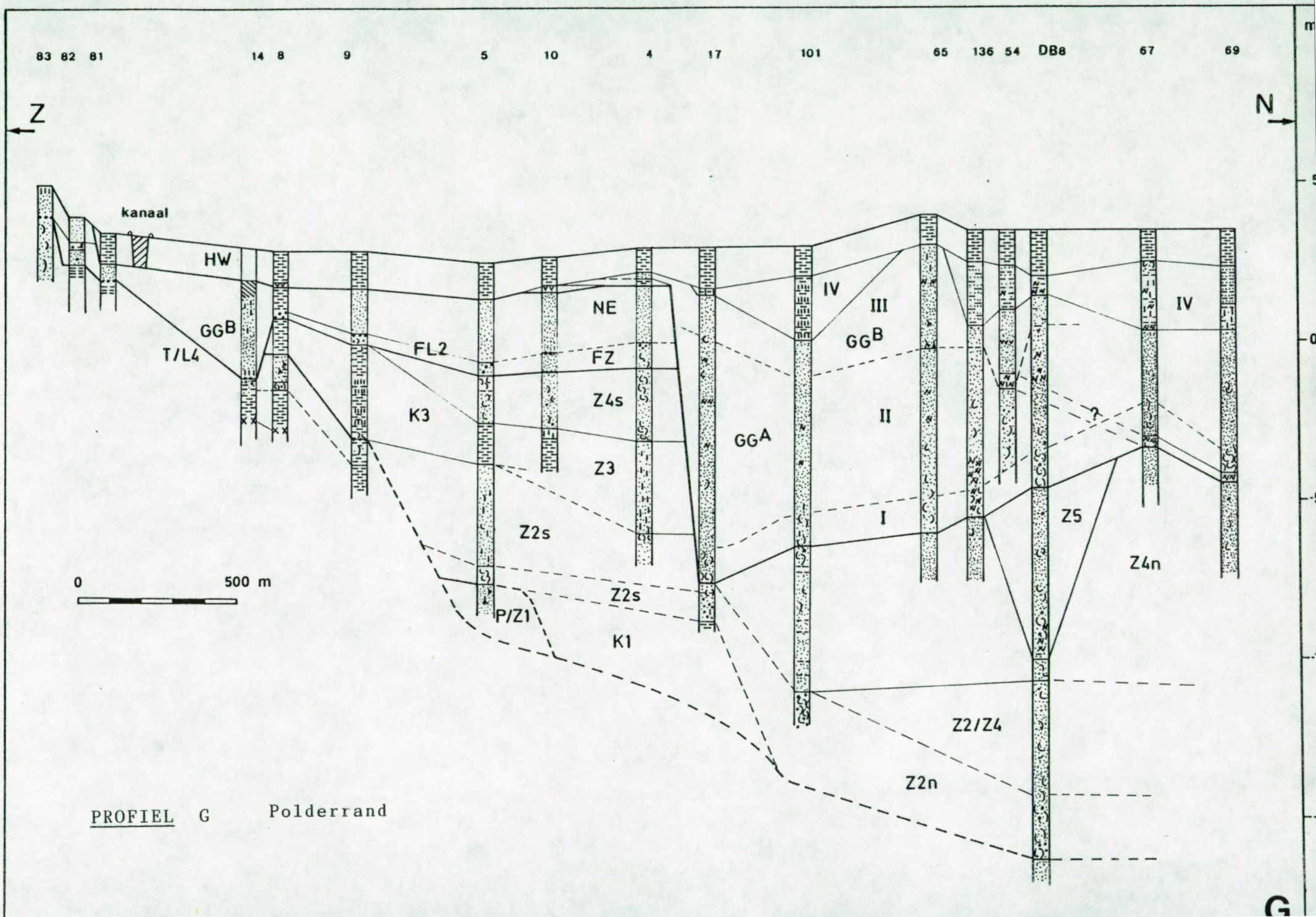
PROFIEL E    Het Zuidbrugse Dallandschap



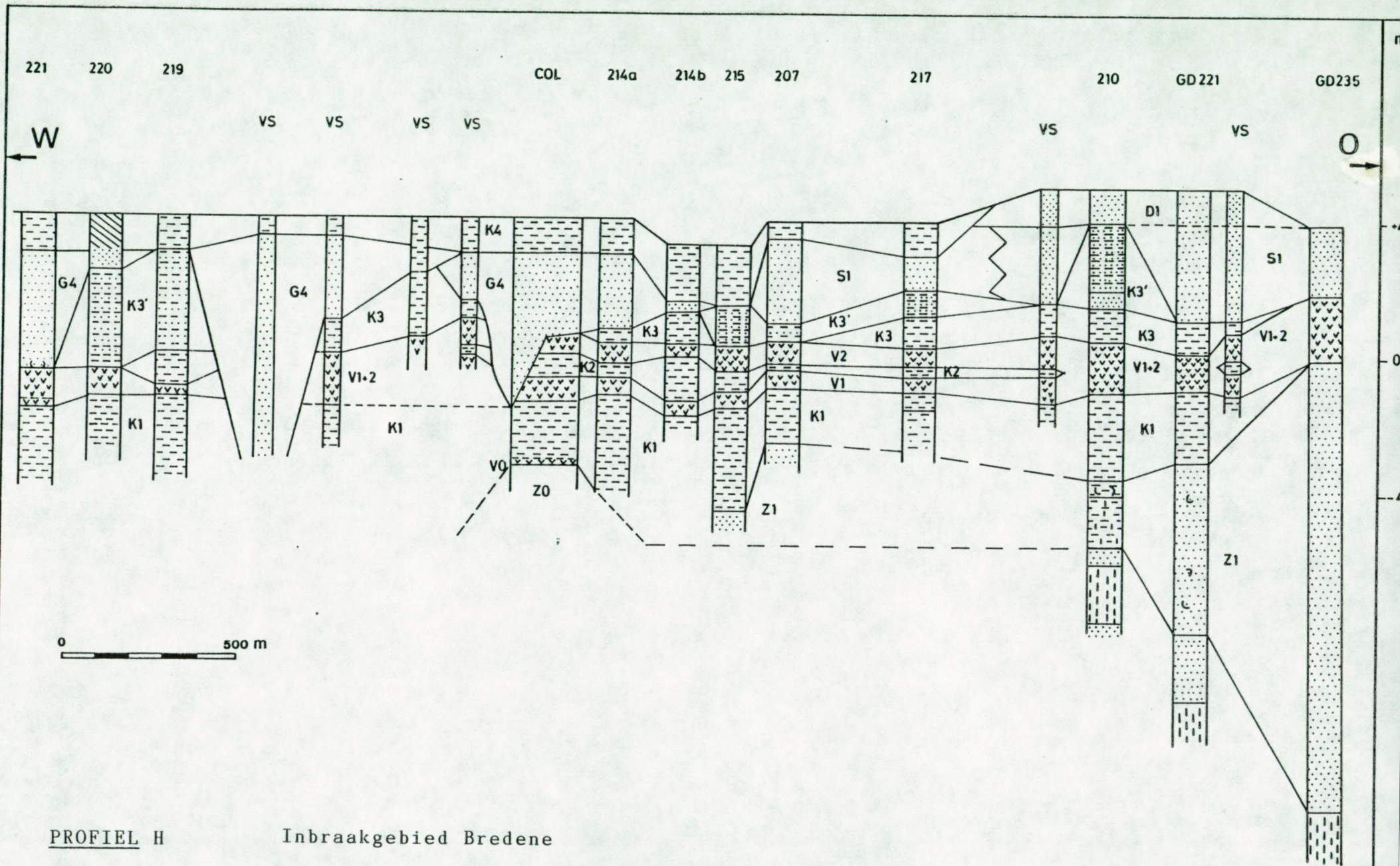


PROFIEL F Polderrand











subtidale getijdegeul

geulbasis

mariene Eemiaanafzettingen



FOTO II.1.

Ontsluiting Waterzuiveringsstation:

Holocene geulbasis rust rechtstreeks op mariene Eemiaan afzettingen. Gedurende het Weichseliaan is een ijswig tot diep in de mariene sequentie doorgedrongen waardoor het onderscheid tussen Eemiaan en Holocene afzettingen kan gemaakt worden



marien Eemiaan (hoogwadklei)

vorstverschijnselen

Tertiair substraat

1 m



FOTO II.2.

Ontsluiting Oude Gentweg: Thermofluviatiele activiteit wijzend op transport en afzetting van bevroren zandblokken. (in een afzetting uit het Saaleglaciaal)

Ontsluiting Blauwe Toren: Diverse cryoturbaties in Weichseliaanafzettingen rustend op marien Eemiaal

FOTO II.3.

eenheid NE

verstoorde eenheid NE/VI

druipstaarten  
chaotische turbaties  
micro-inzakingsstructuren  
opstuwingsstructuren

Mariene Eemiaansedimenten

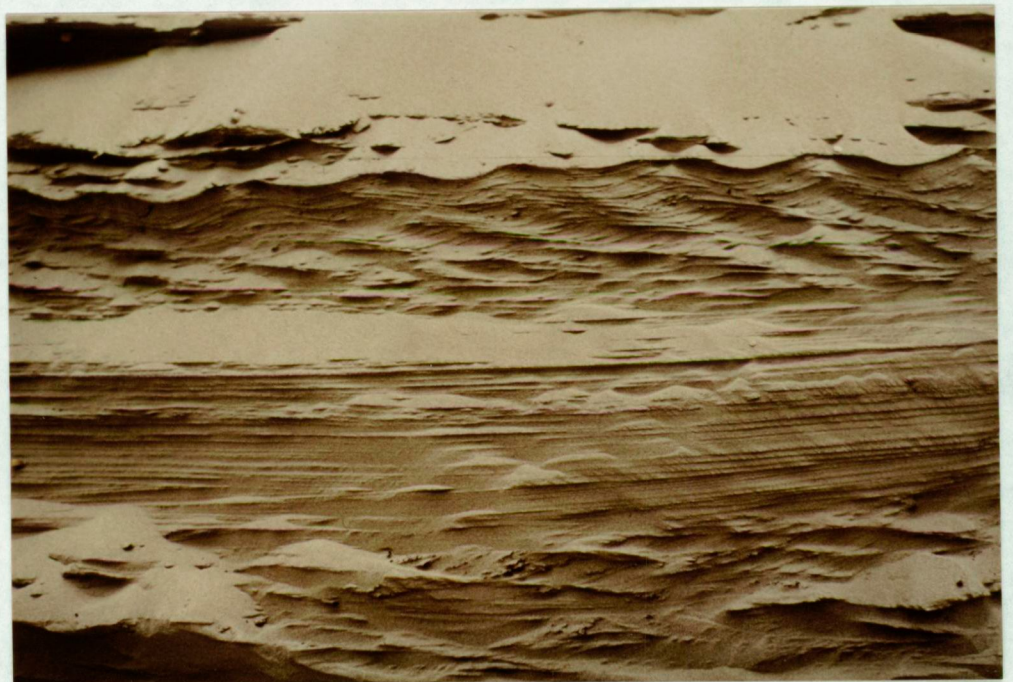






FOTO III.1. Tabulair facies met  
afwisselend microribbels  
in landwaartse sutidale  
sequentie

FOTO III.2. Klimmende ribbels en tabulair facies





1 m



FOTO III.3. Gesuperponeerde subtidale megaribbels uit de Oosterschelde

Ontsluiting Bredene Collector: gesuperponeerde megaribbels in de hoogste intertidale zone  
De bovenliggende intertidale sedimenten zijn gekenmerkt door microribbelniveau's in een pseudotabulaire macrostratificatie

FOTO III.4.





subtidale megaribbel ontwikkeld  
in de hoogste subtidale zone

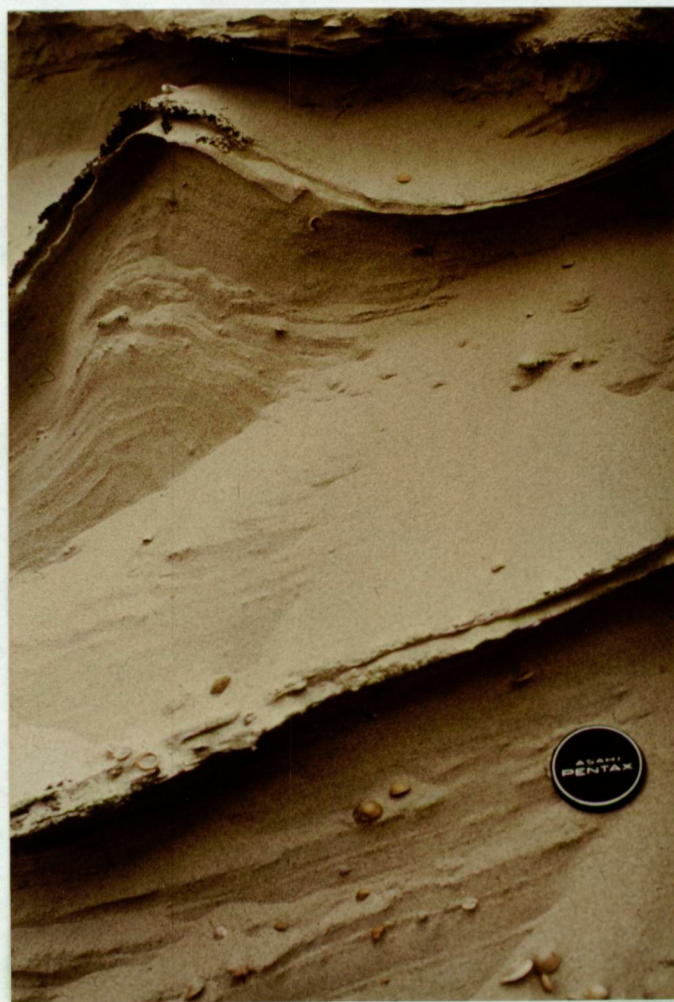
Dieper in de sequentie komt het  
subtidaal tabulair facies voor

a.

FOTO III.5

b.

ontdubbelde kenteringslaminae  
en vervorming door slumping





Ontsluiting Dudzele Noord  
Inwendige structuren van longi-  
tudinaal kruisgelaagde sets  
van het type A



FOTO III.6.

Ontsluiting Kanaal Zeebrugge-Dudzele Steenweg: longitudinale kruisgelaagd-  
heid type B

FOTO III.7.







FOTO III.8. bioturbatiestructuren veroorzaakt door wormen (onder andere Arenicola sp.)

FOTO III.9. overzicht getijdegeul en zandplaatopvulling



tabulair intertidaal

subtidale vloeddominante  
megaribbel

ebdominante megaribbel

planair tot pseudotabulair  
subtidaal





FOTO III. 10. Kreek in het Land van Saeftinghe met accumulatieve en erosieve zijde. Op de eerste komen longitudinaal kruisgelaagde sets tot ontwikkeling, op de tweede treden massabewegingen op.

# HET LAND VAN SAEFTINGHE

FOTO III.11. Afgeslagen oeverwal op oude schorre







FOTO III.12. Kreekrandverschijnselen in ontsluiting  
Zeveneken zuid  
met longitudinale kruisgelaagdheid, slumpver-  
schijnselen, en kleiige basislaag

FOTO III.13. Getijdegeulbasis met georiënteerde schelpen





duin 2  
duinpanneveen  
duin 1

hoogstrand

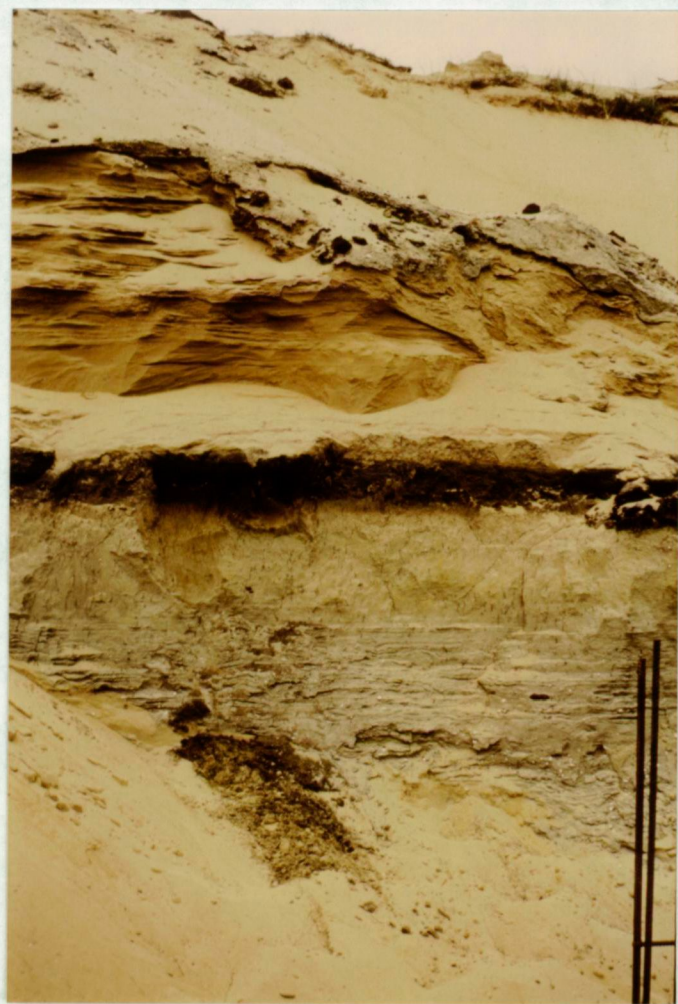


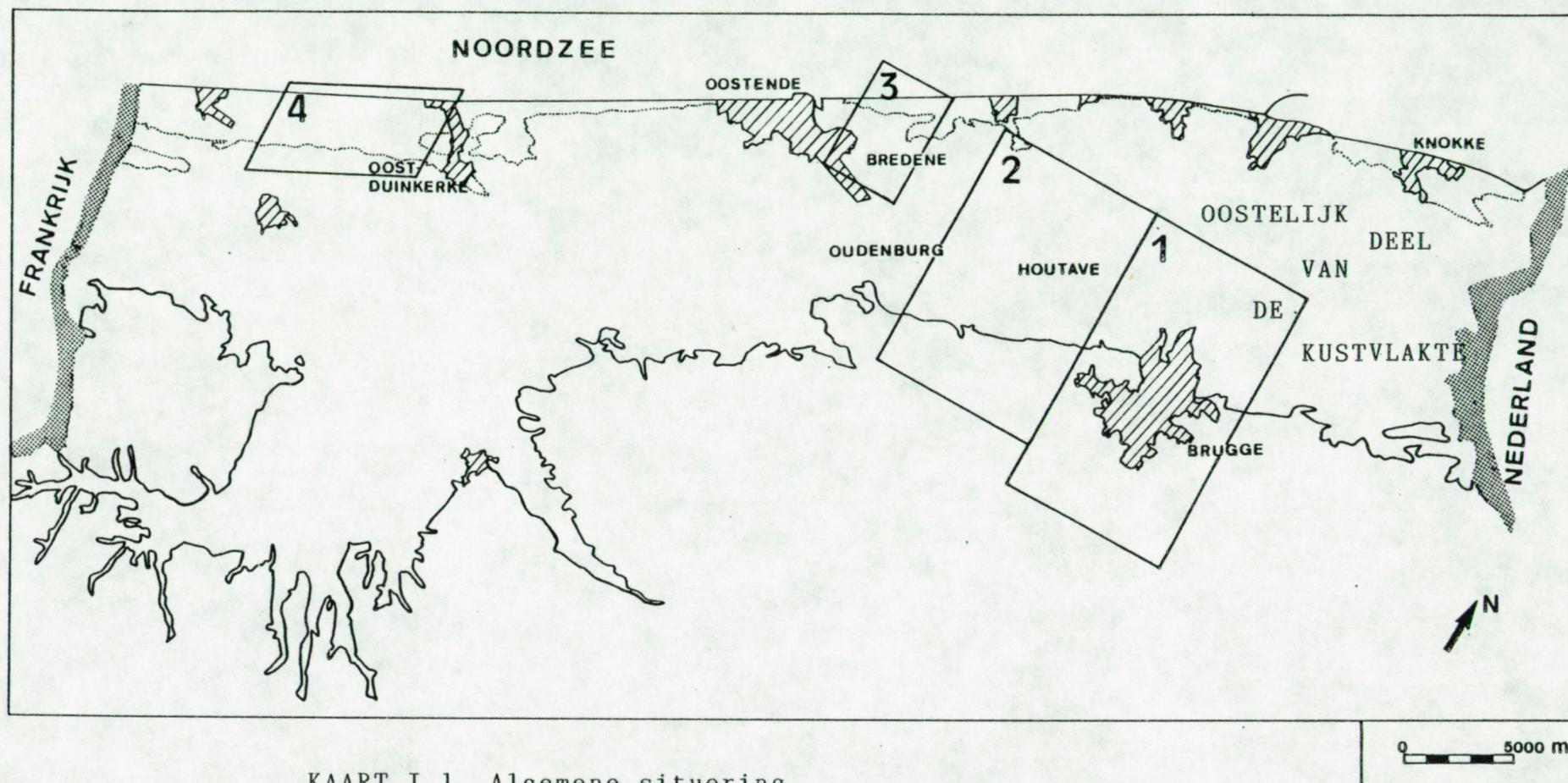
FOTO X.1.

Ontsluiting Oostduinkerke: hoogstrandafzettingen bedekt door duinen en een duinpanneveen dat op zijn beurt overstoven is.



**KAARTEN**

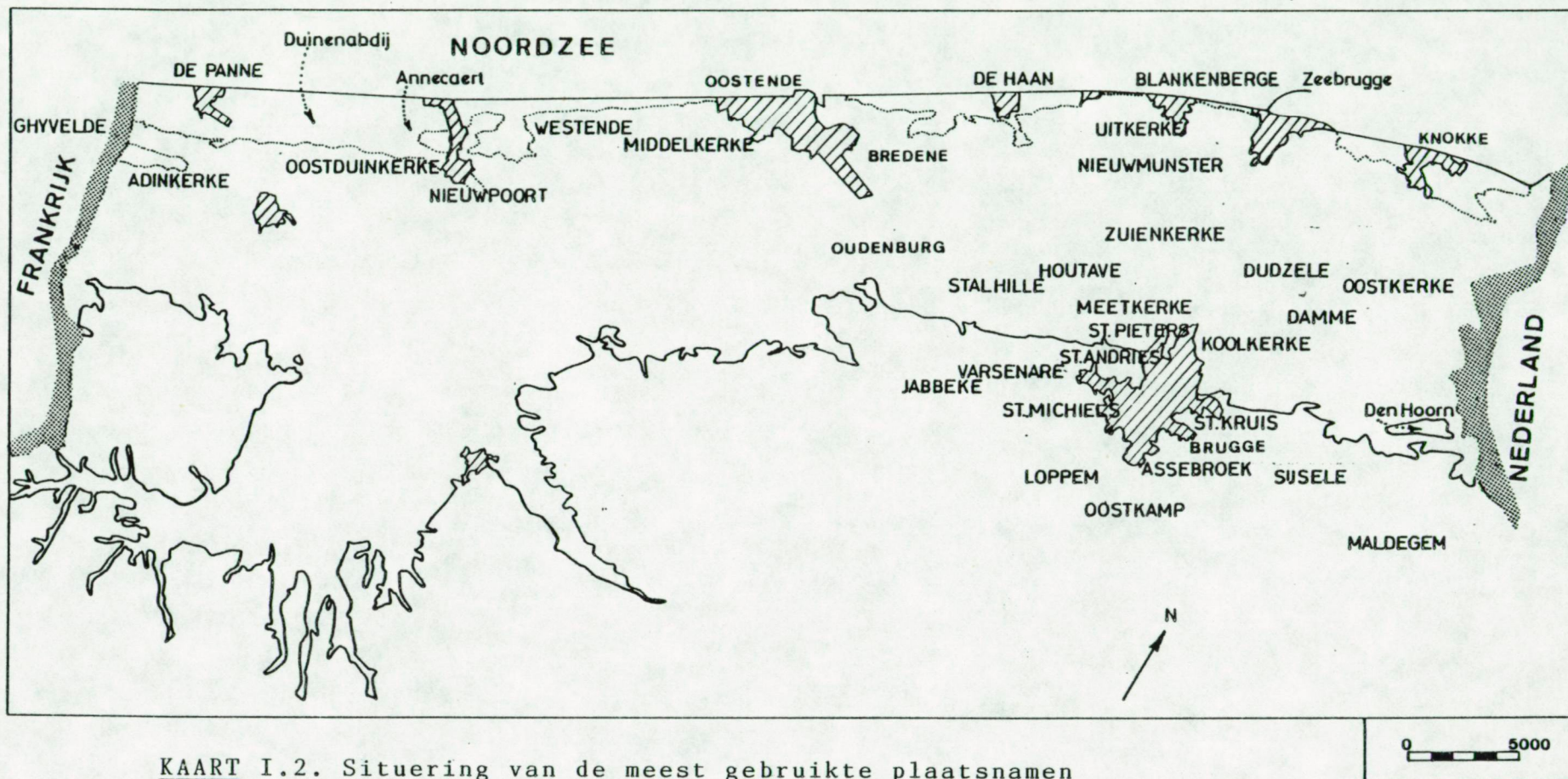




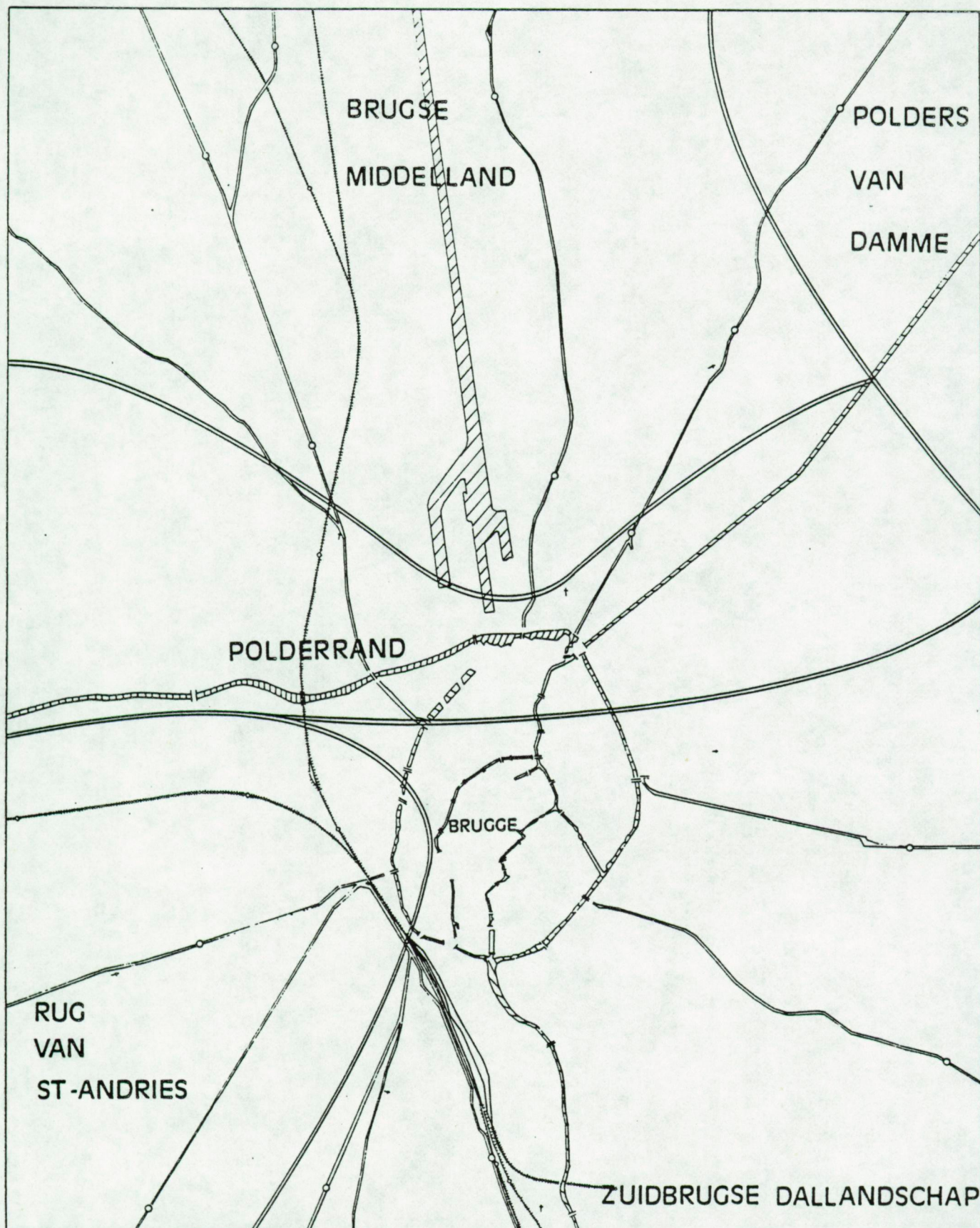
KAART I.1. Algemene situering

1. Hoofddtestgebied BRUGGE
2. Testgebied HOUTAVE
3. Testgebied BREDENE
4. Testgebied KOKSIJDE-OOSTDUINKERKE



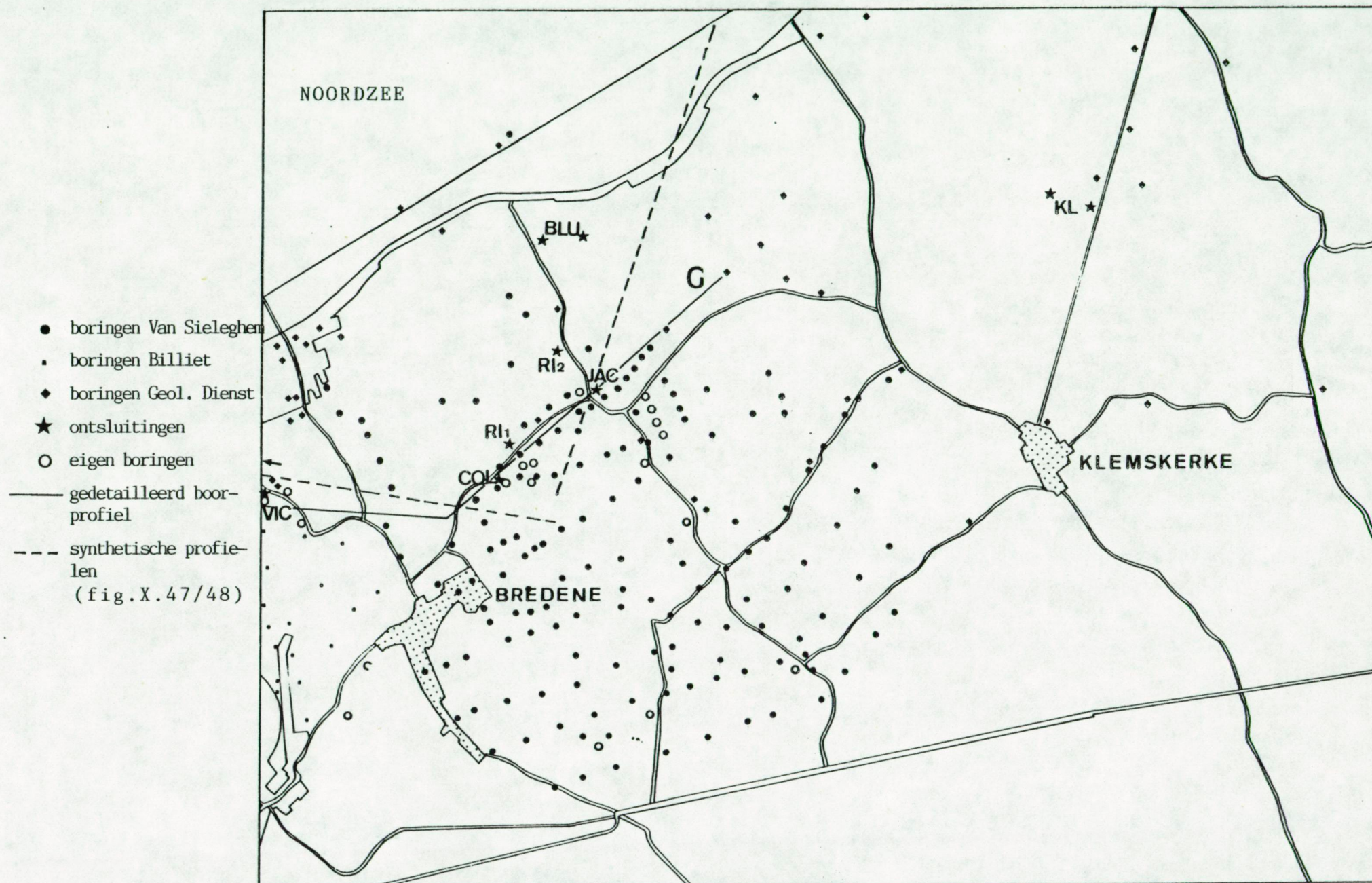






KAART I.3. Subtestgebieden op het Kaartblad Brugge.

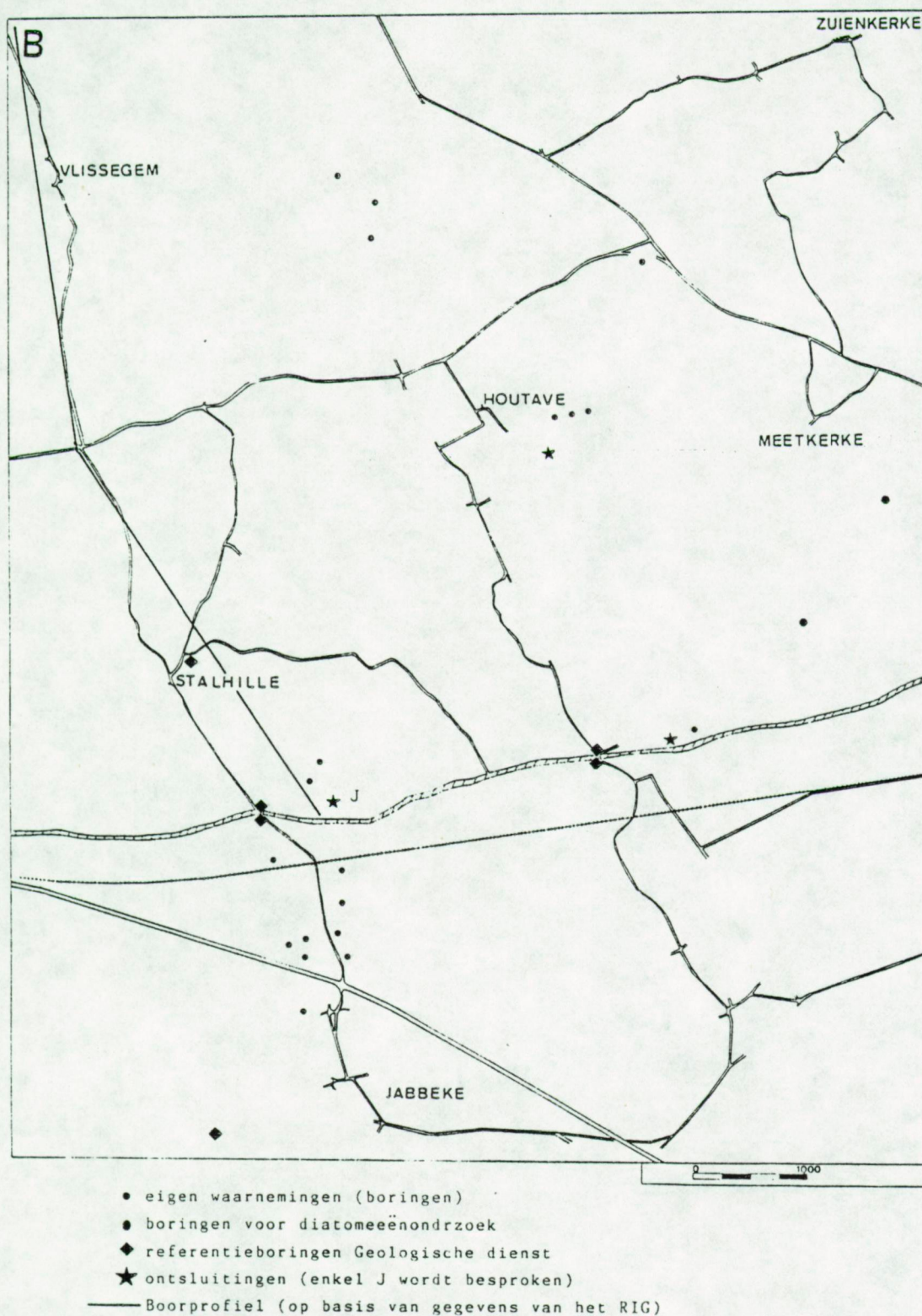




.KAART I.4. Lokalisatie Testgebied: Inbraakzone Bredene

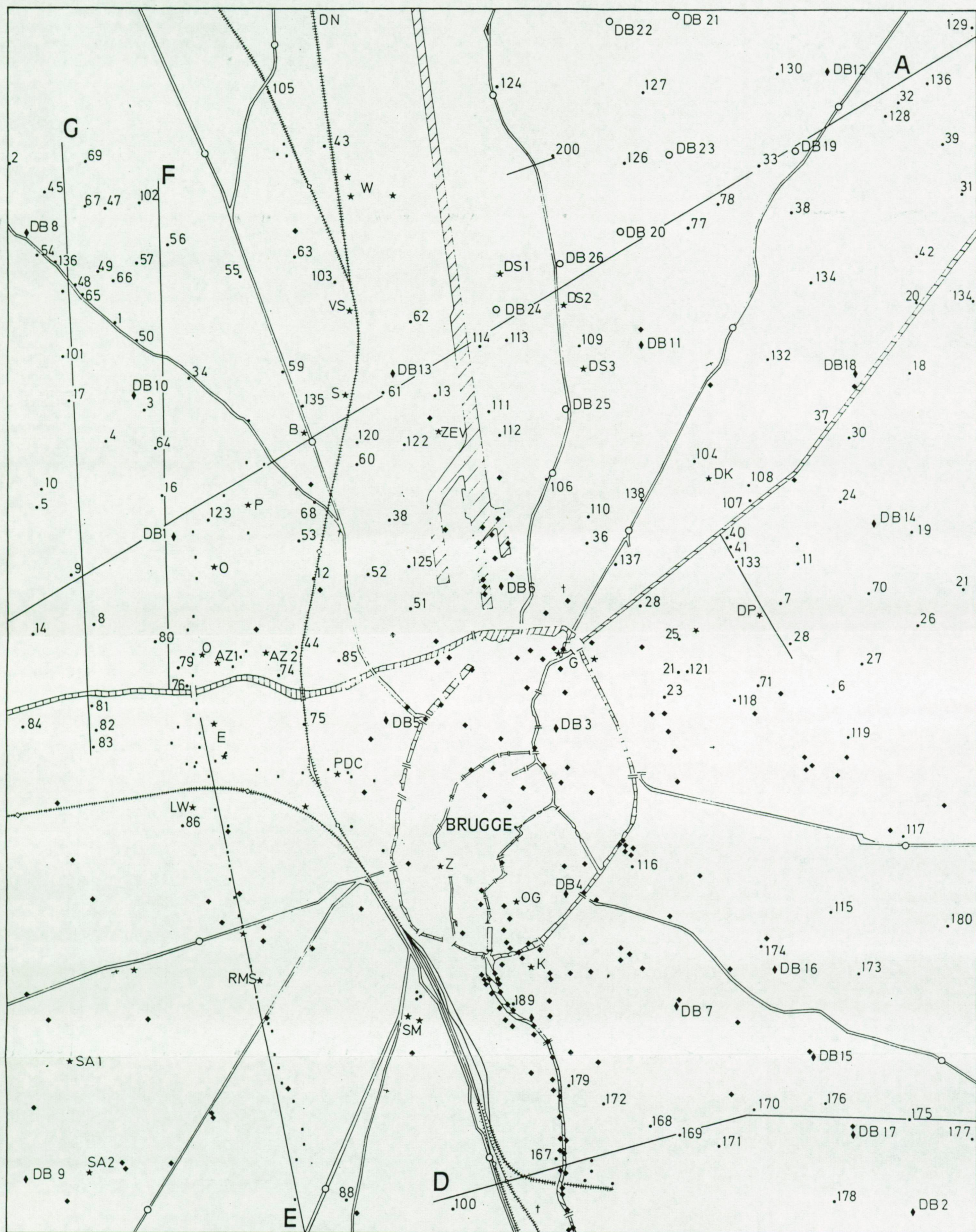
0 1000 m





KAART I.5. Testgebied: Het Oudland van Houtave en Meetkerke  
situering van de eigen waarnemingen





0 1000m

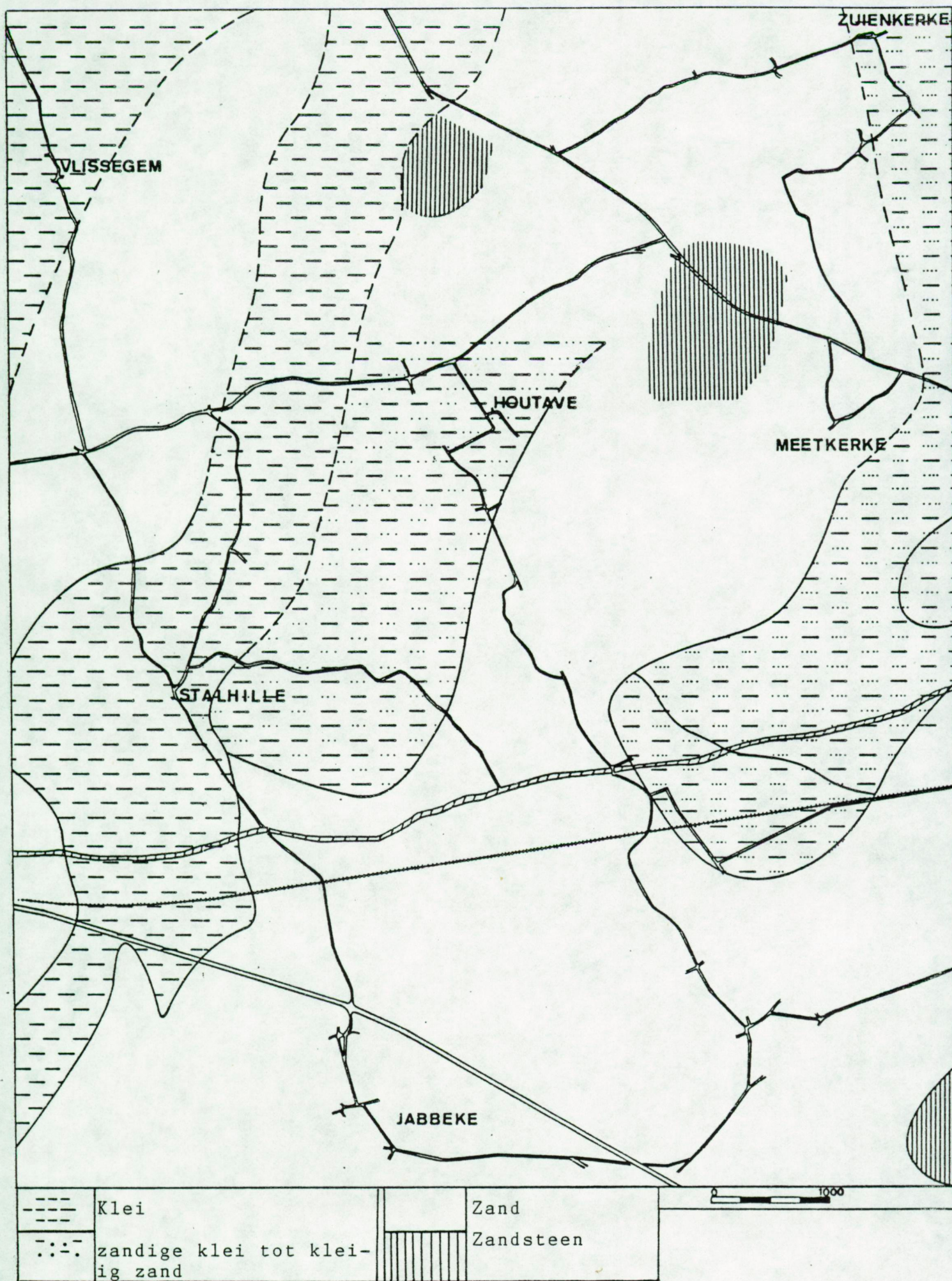
- boorgegevens
- ◆ DB diepboringen RUG
- X boorprofielen

- ★ ontsluitingen
- ◆ boringen Geologische Dienst
- boringen Rijksinstituut voor Grondmechanica

verkenningboringen worden niet vermeld

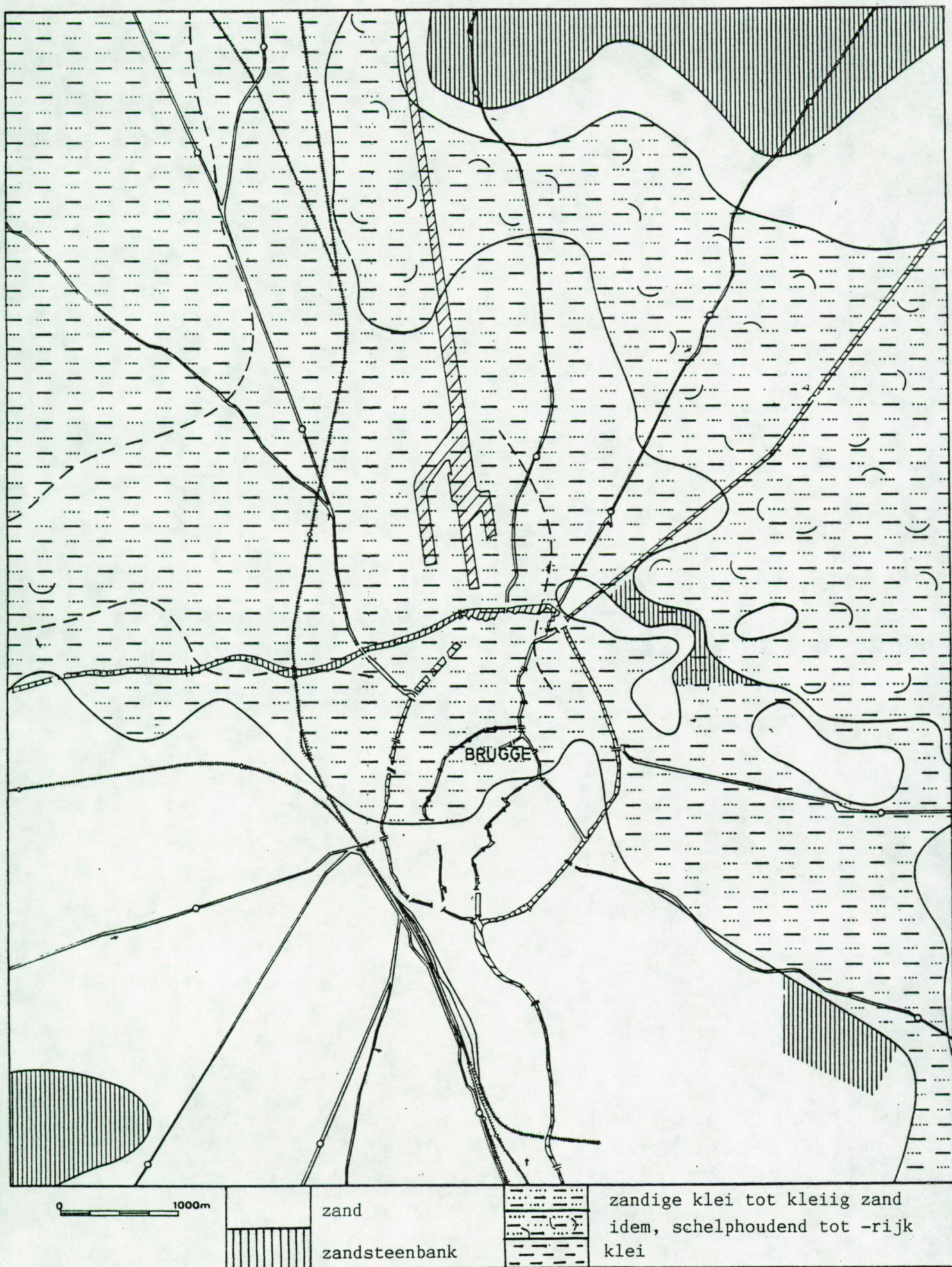
KAART I.6. HOOFDTESTGEBIED BRUGGE  
Situering van de basisgegevens





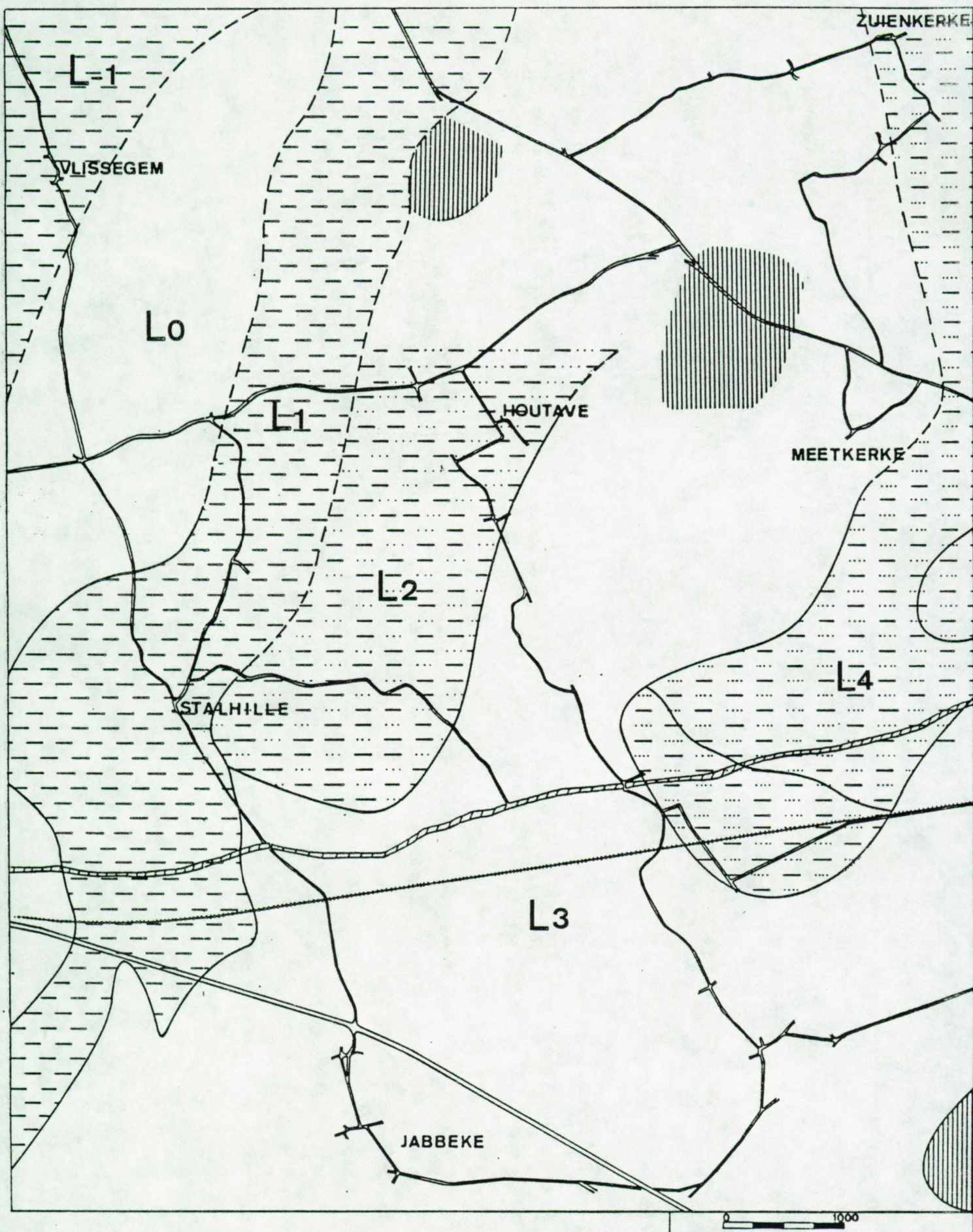
KAART II.1. a. Lithologische gesteldheid van het Tertiair substraat





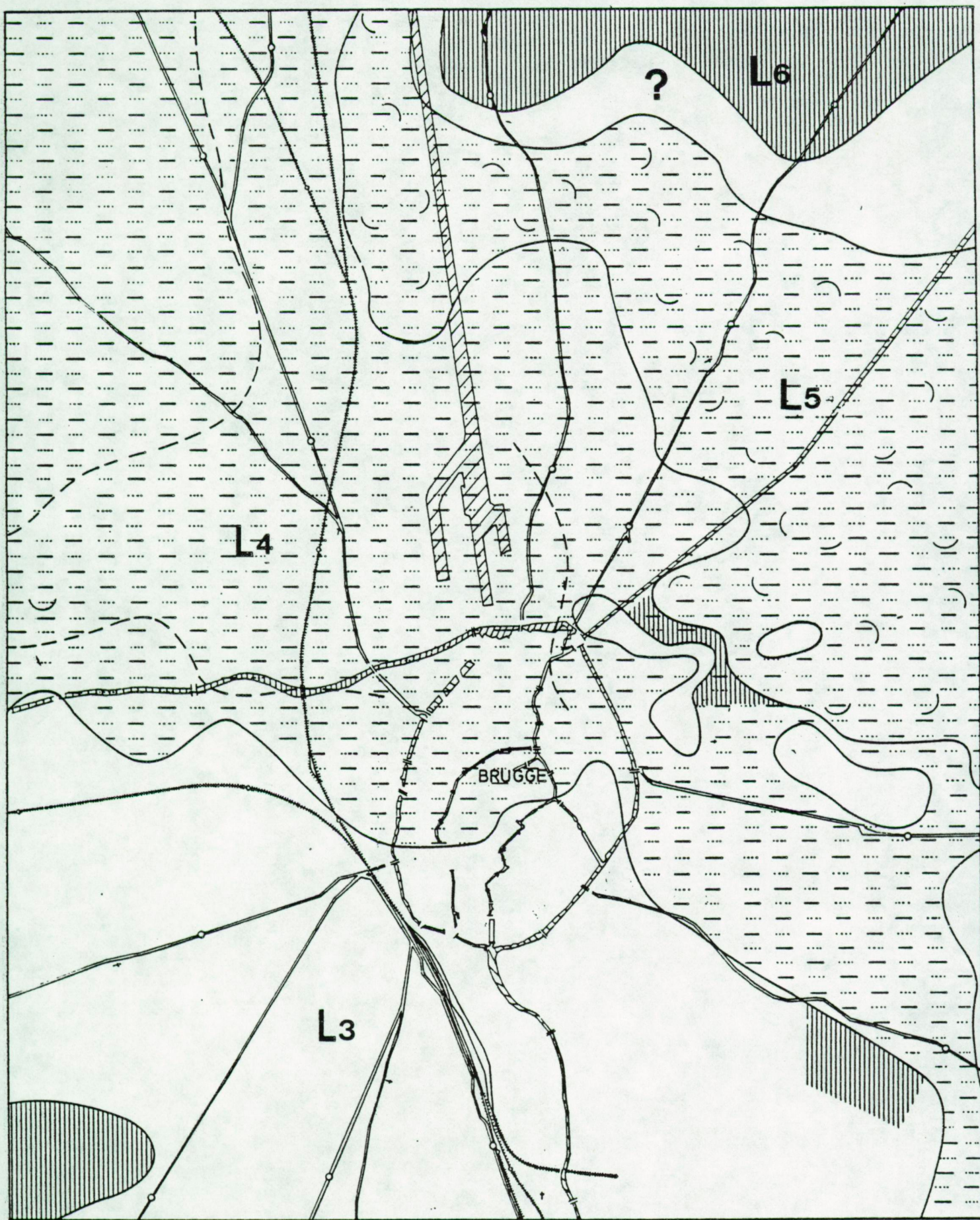
KAART II.1.b. Lithologische gesteldheid van het Tertiair substraat





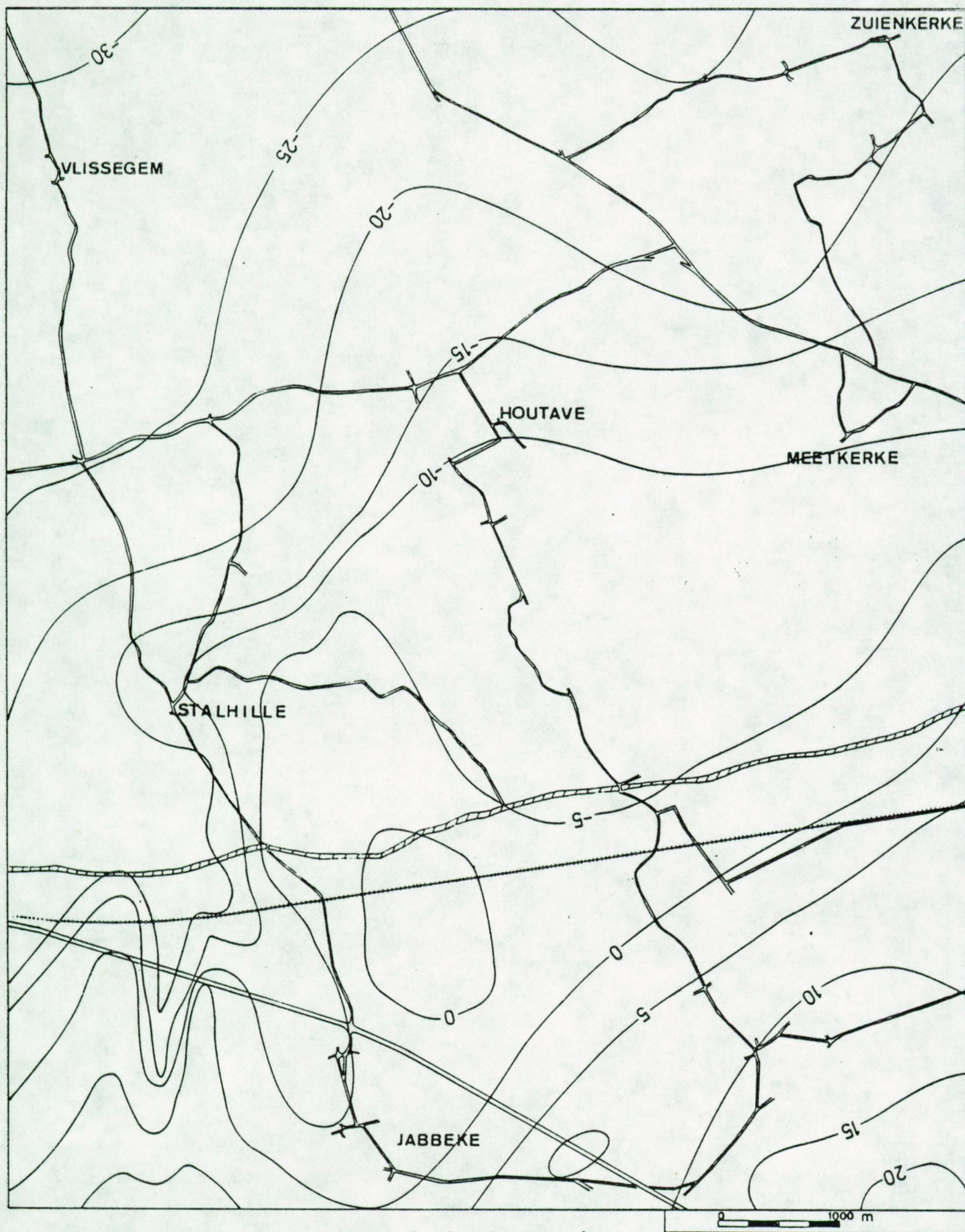
KAART II.2. a. Correlatie van de lithologische gesteldheid met de stratigrafische eenheden





KAART II.2.b. Verspreiding van de onderscheiden eenheden  
van het Tertiair substraat





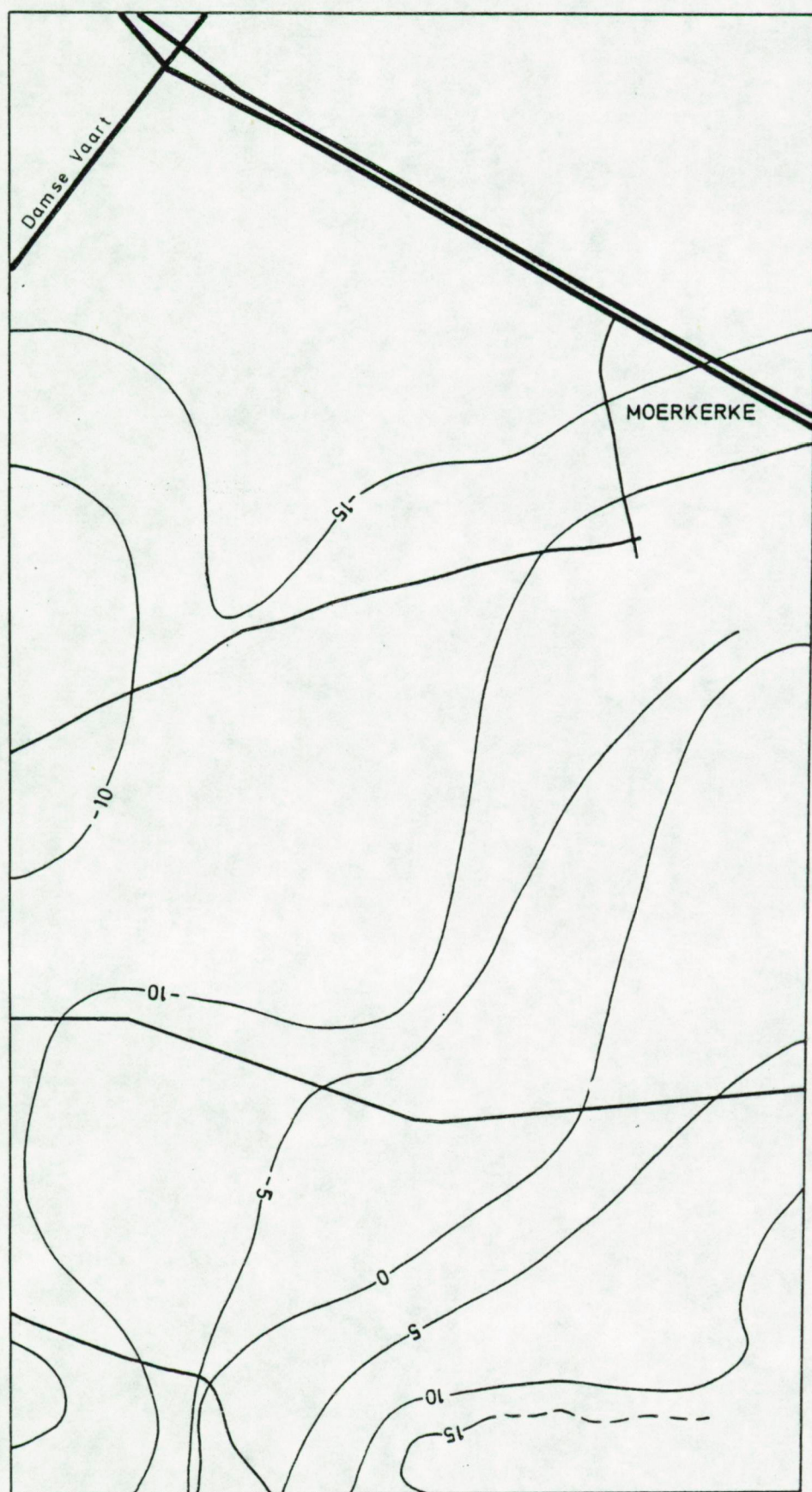
KAART II.3.a. Isohyphen van de basis van het  
Kwartair. (in m)





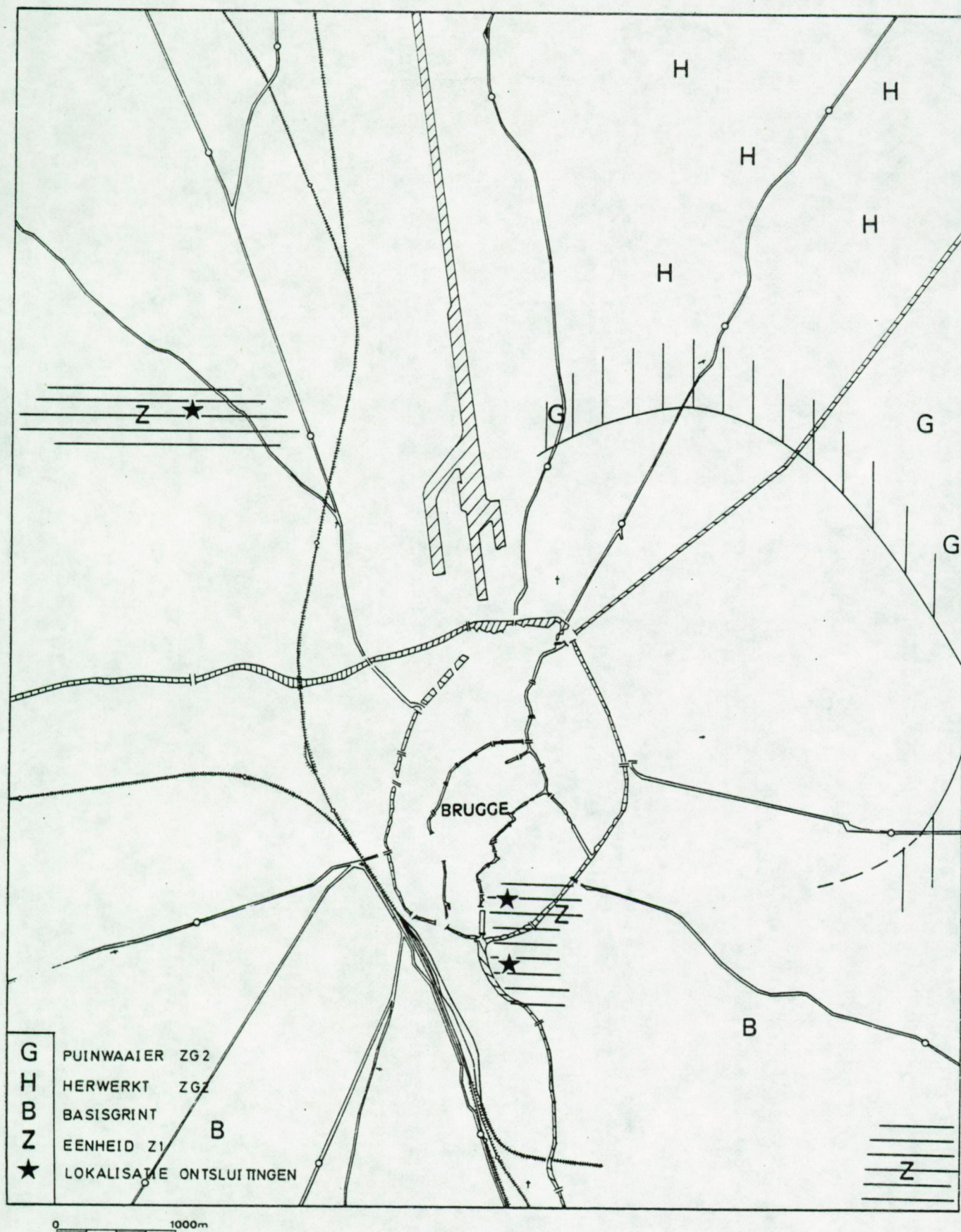
KAART II.2.b. Isohypsens van de basis van het  
Kwartair (in m)





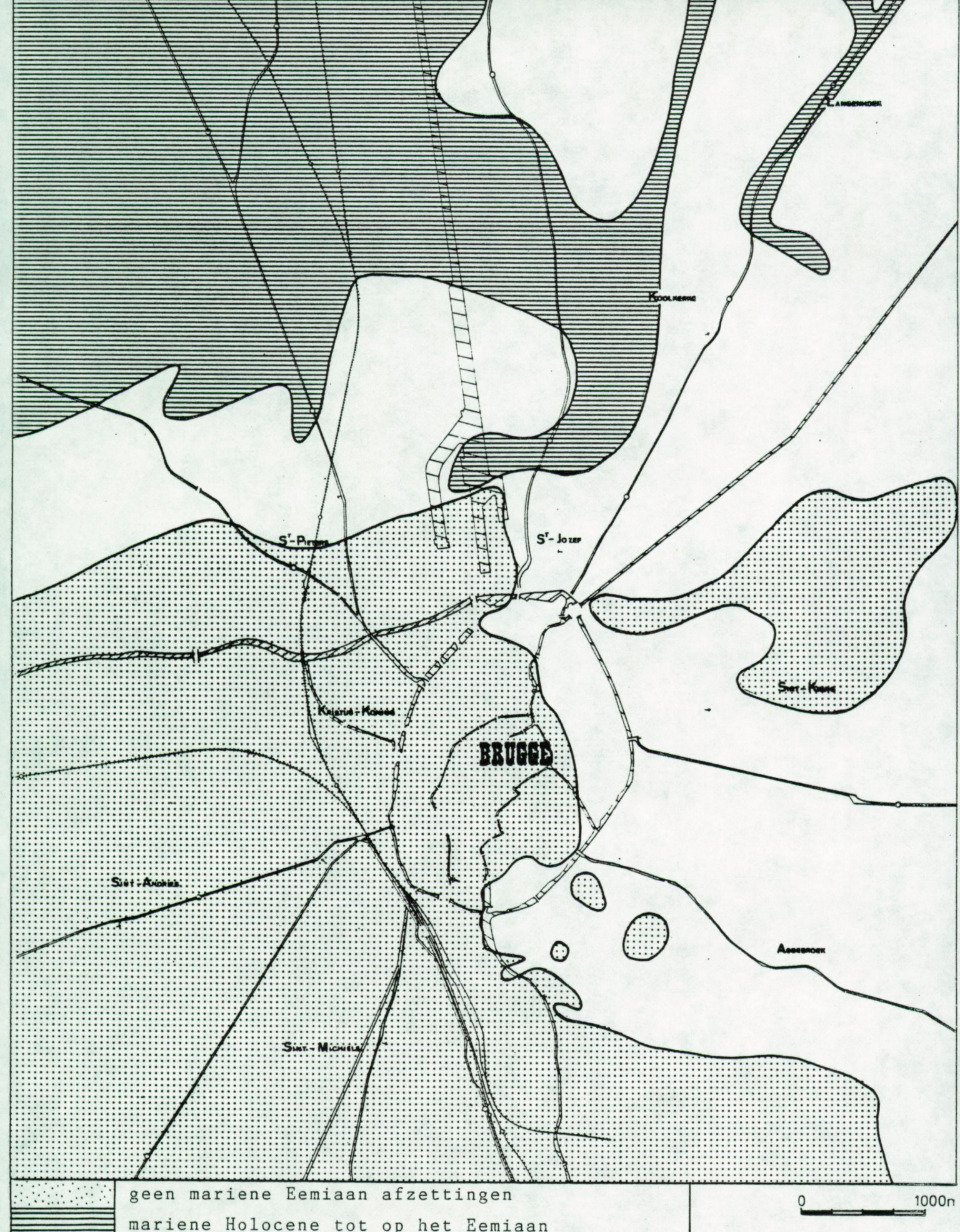
KAART II.3.c. Isohypsens van de basis van het Kwartair ; kaartblad Moerkerke (in m)





KAART II.4. Verspreiding van de Kwartaire afzettingen ouder dan de mariene Eemiaan sedimenten



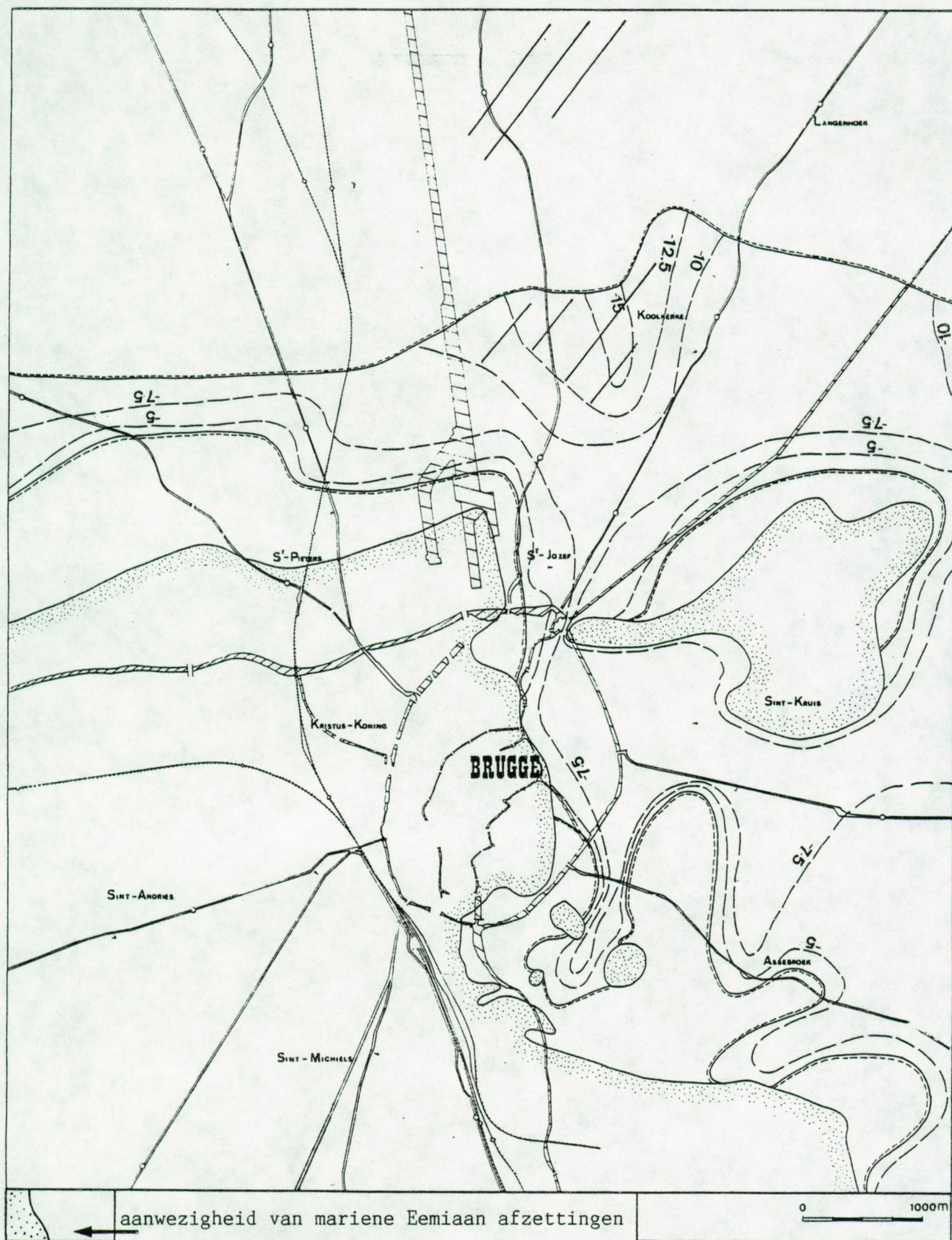


geen mariene Eemian afzettingen  
 mariene Holocene tot op het Eemian

0 1000m

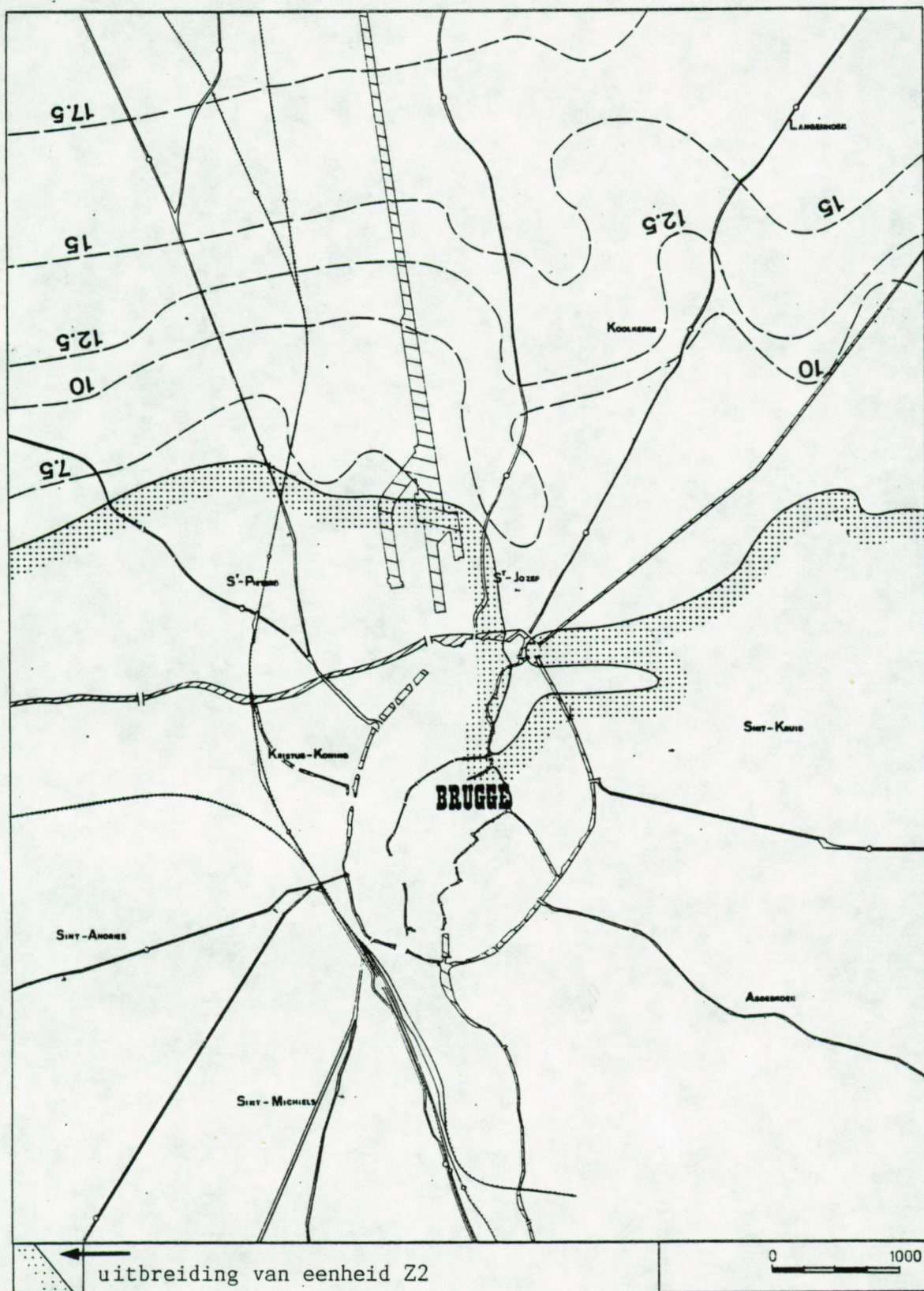
KAART II.5. Uitbreiding van de mariene Eemian afzettingen





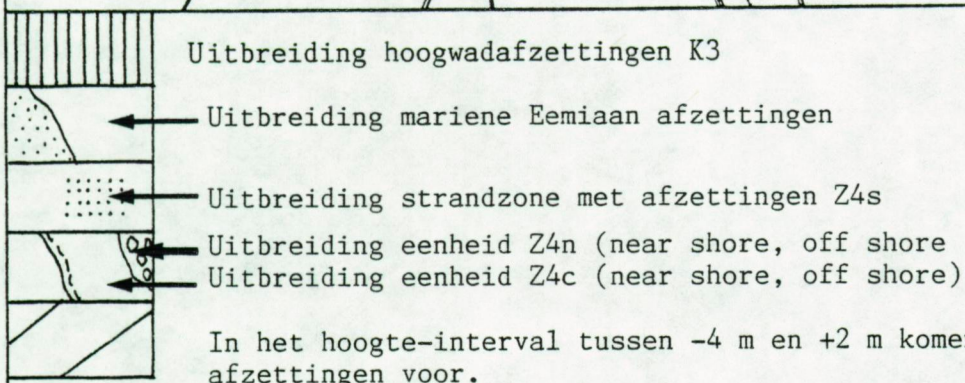
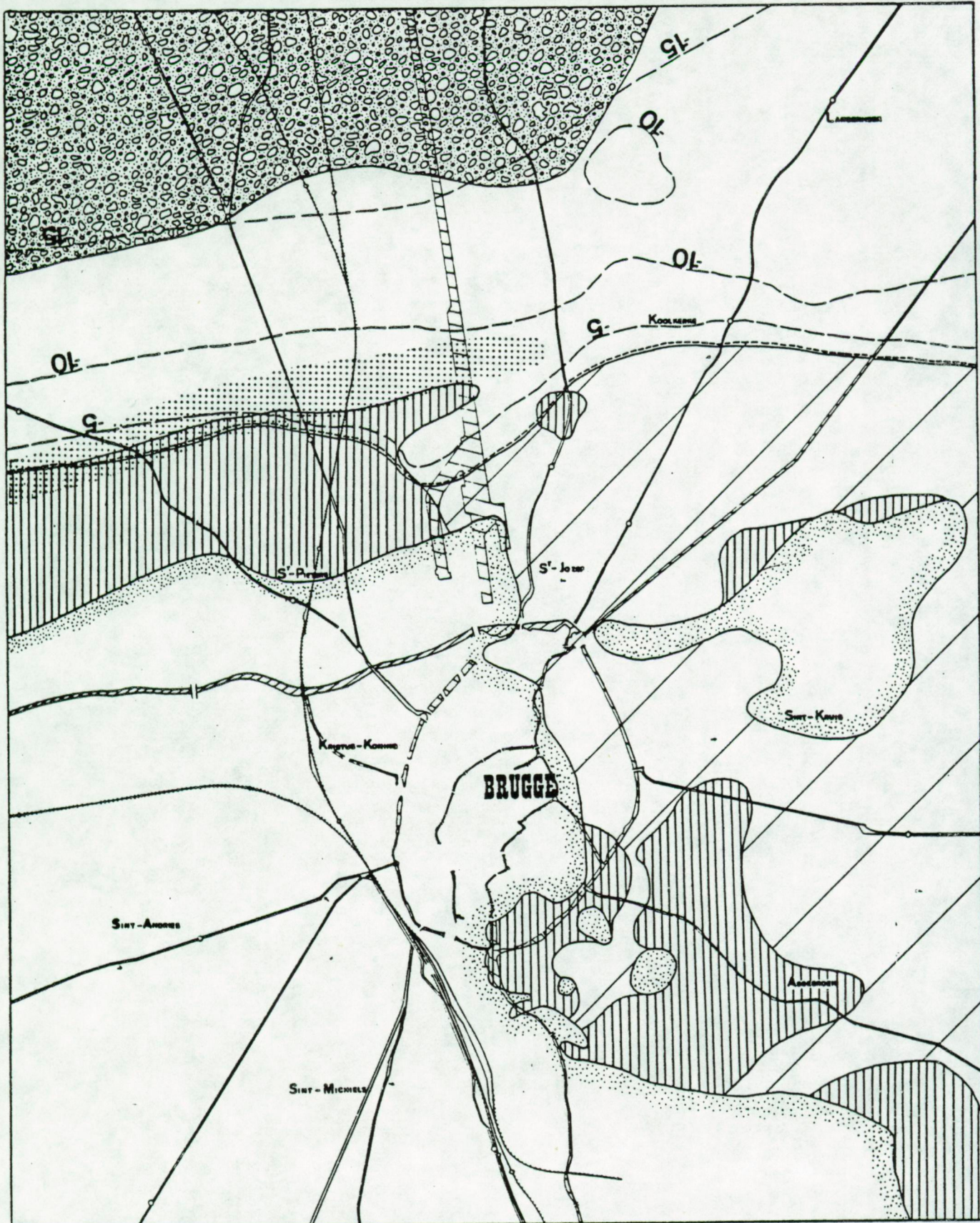
KAART II.6. Uitbreiding van de oudste Eemianafzettingen met de basis-  
topografie van Z1-K1





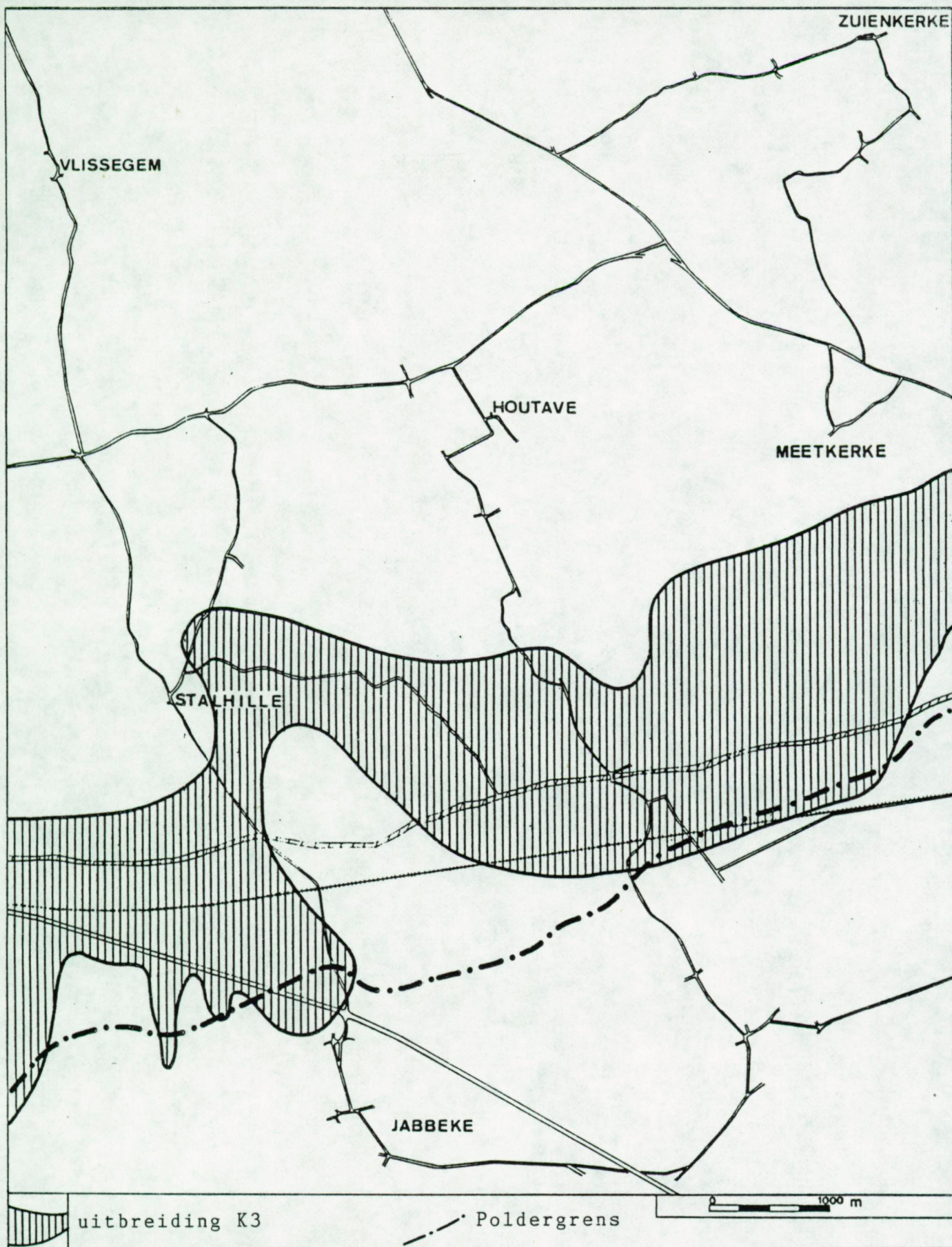
KAART II.7. Basistopografie en uitbreiding vande eenheid  
Z2 (open mariene Eemiaan afzettingen) m OP





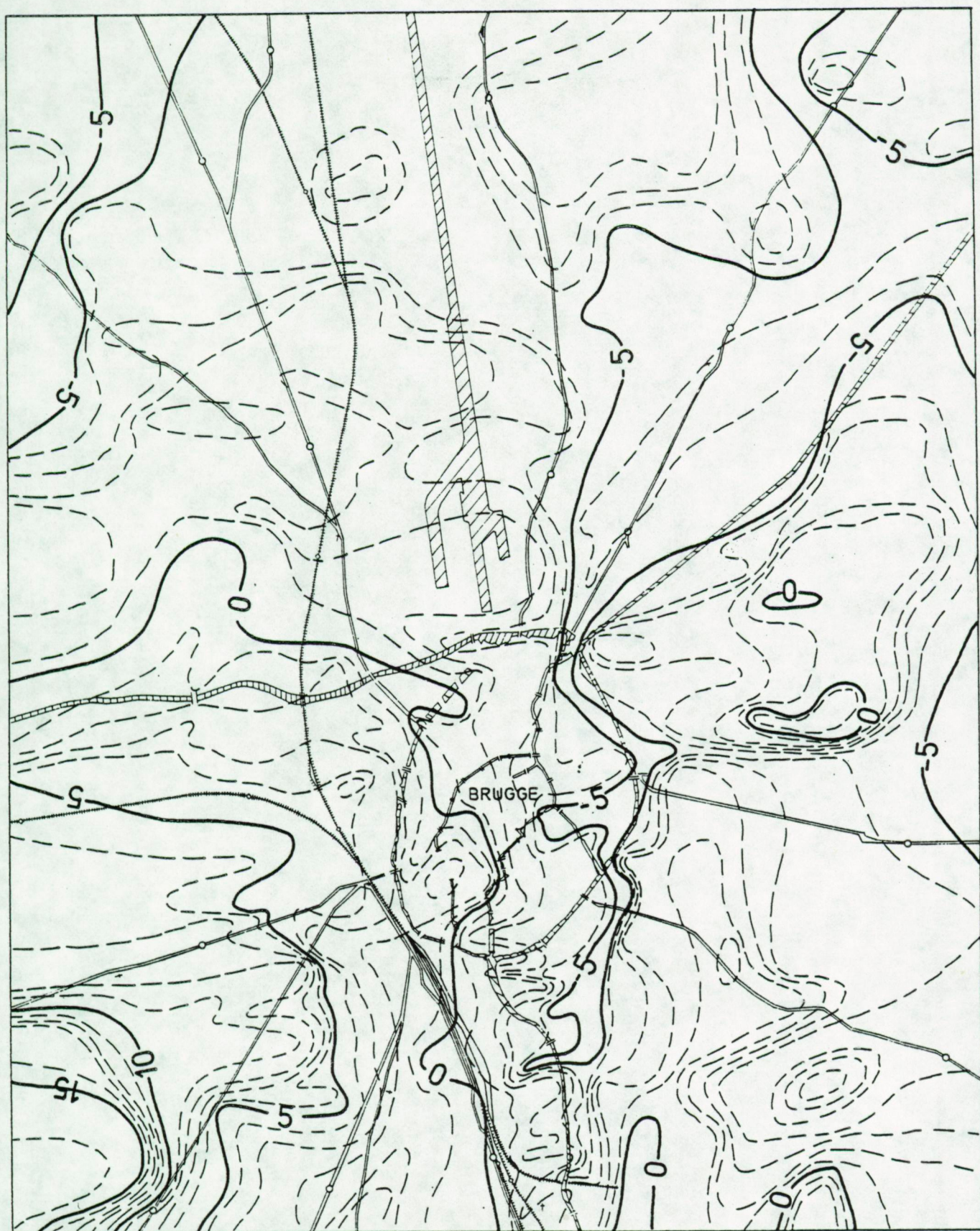
KAART II.8. Uitbreiding van Z3 en Z4. Basistopografie van Z4 in m OP





KAART II.9. Uitbreiding van mariene hoogwadafzettingen uit het Eemiaan ( eenheid K3 )



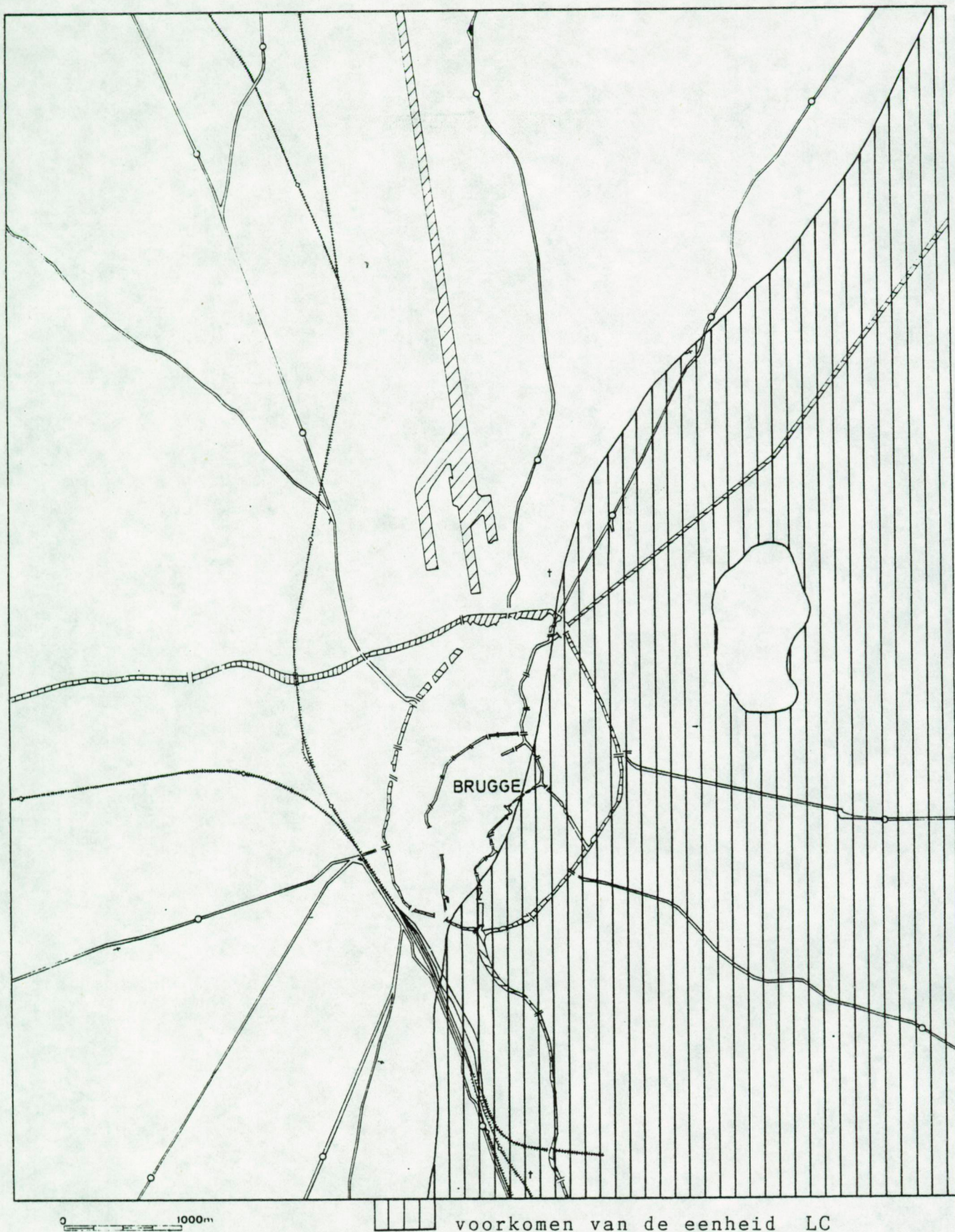


0 1000m

mOP

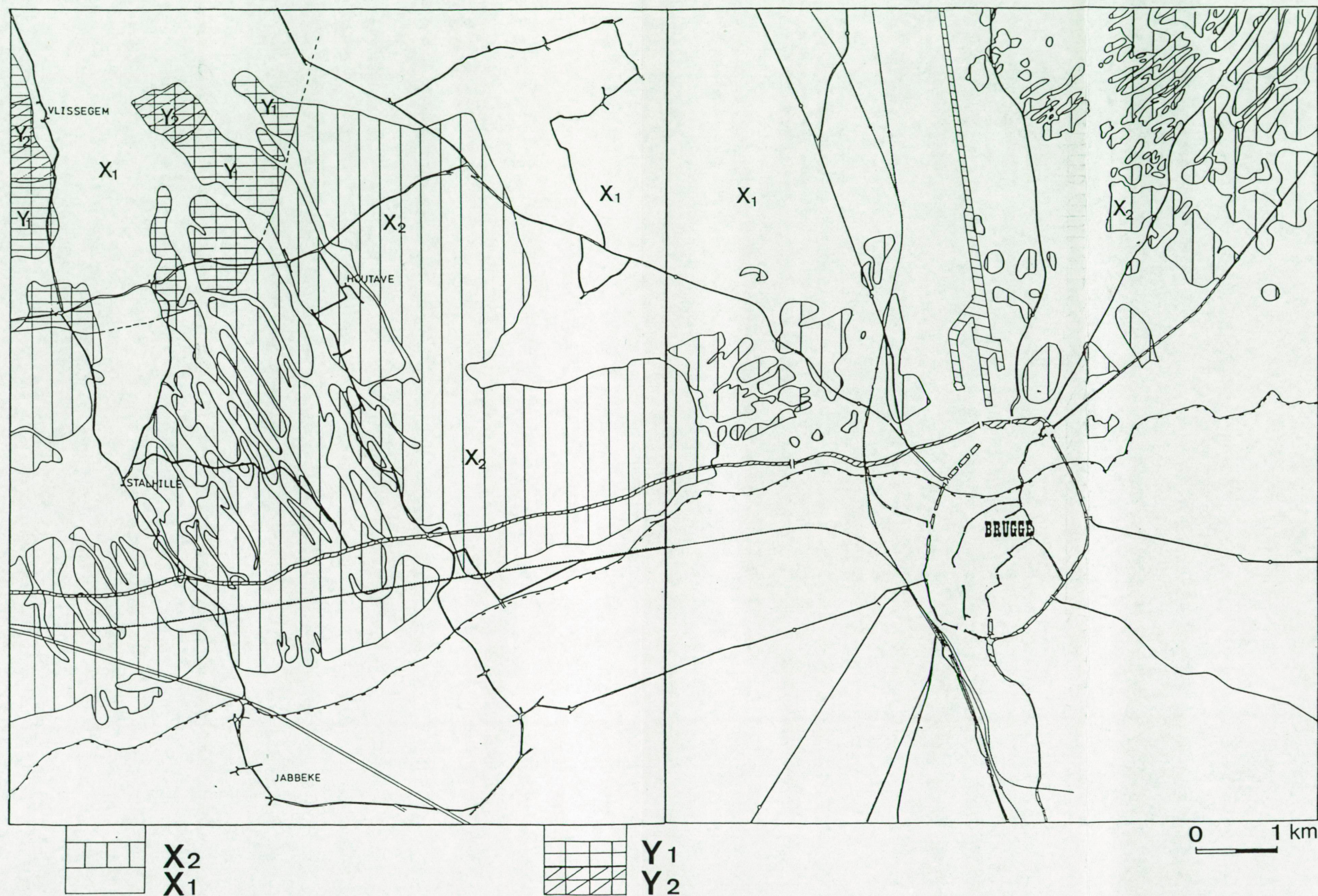
KAART II.10. Basistopografie van de Weichseliaan-sequentie. In het zuidwestelijke deelm komt het met de basis van het Kwartair overeen. In het noordwestelijk deel komt het met de top van de Eemiaan afzettingen overeen (Weichseliaan ontbreekt er nagenoeg.)





KAART II.11. Uitbreiding van de eenheid LC



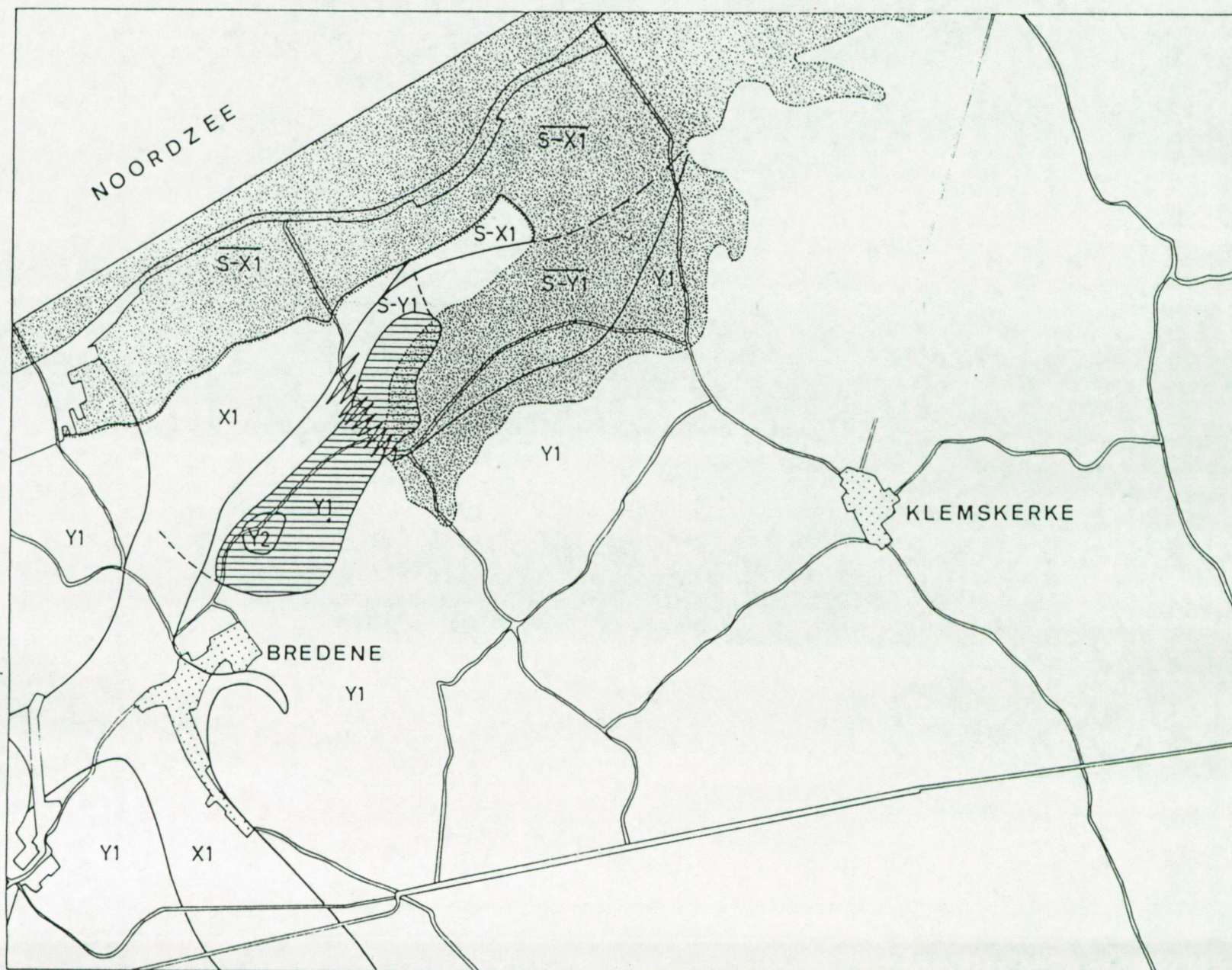


KAART II. 12. Profieltype-kartering

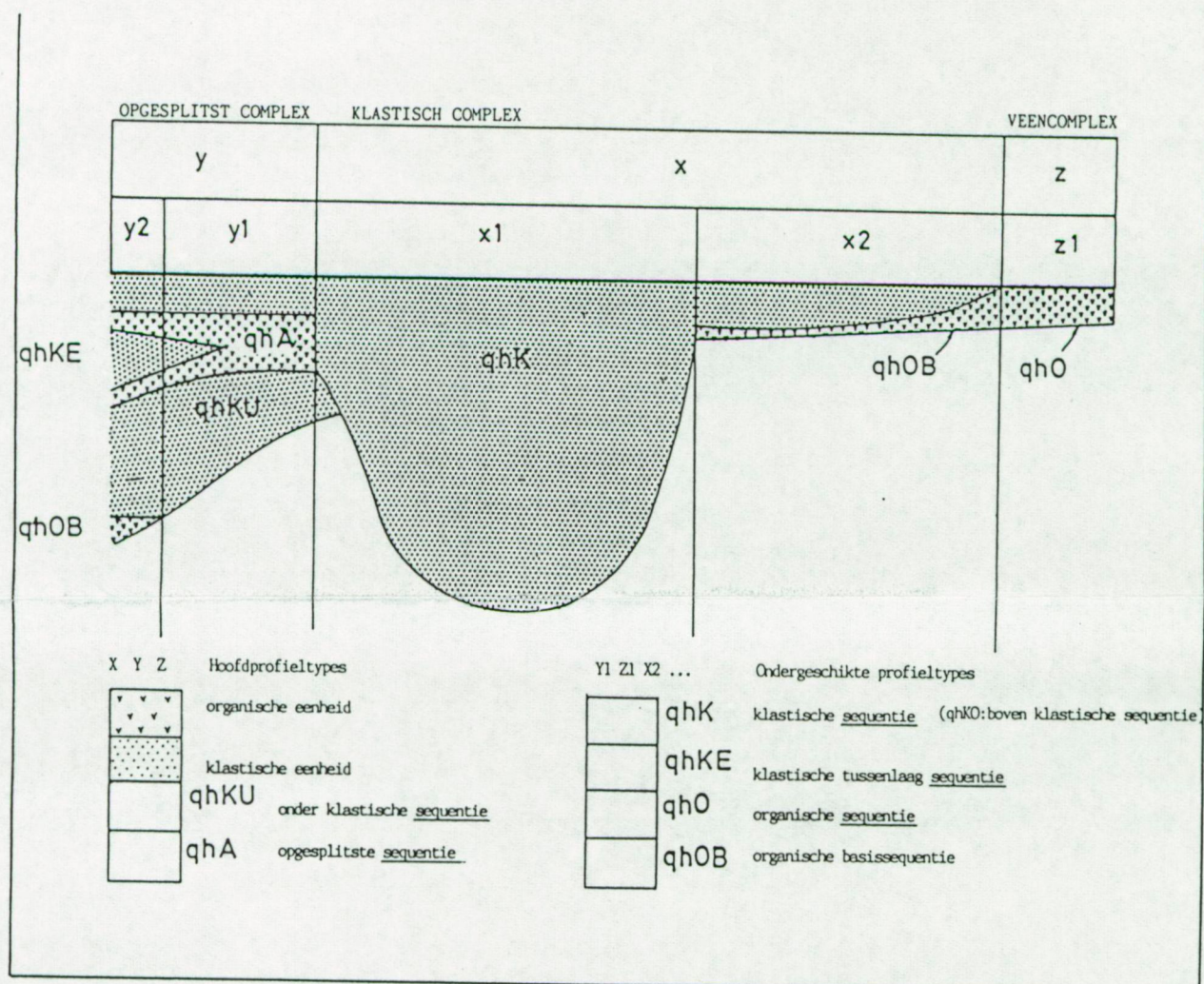
Het legendesysteem wordt weergegeven op kaart II.13.  
en op figuur II.11.



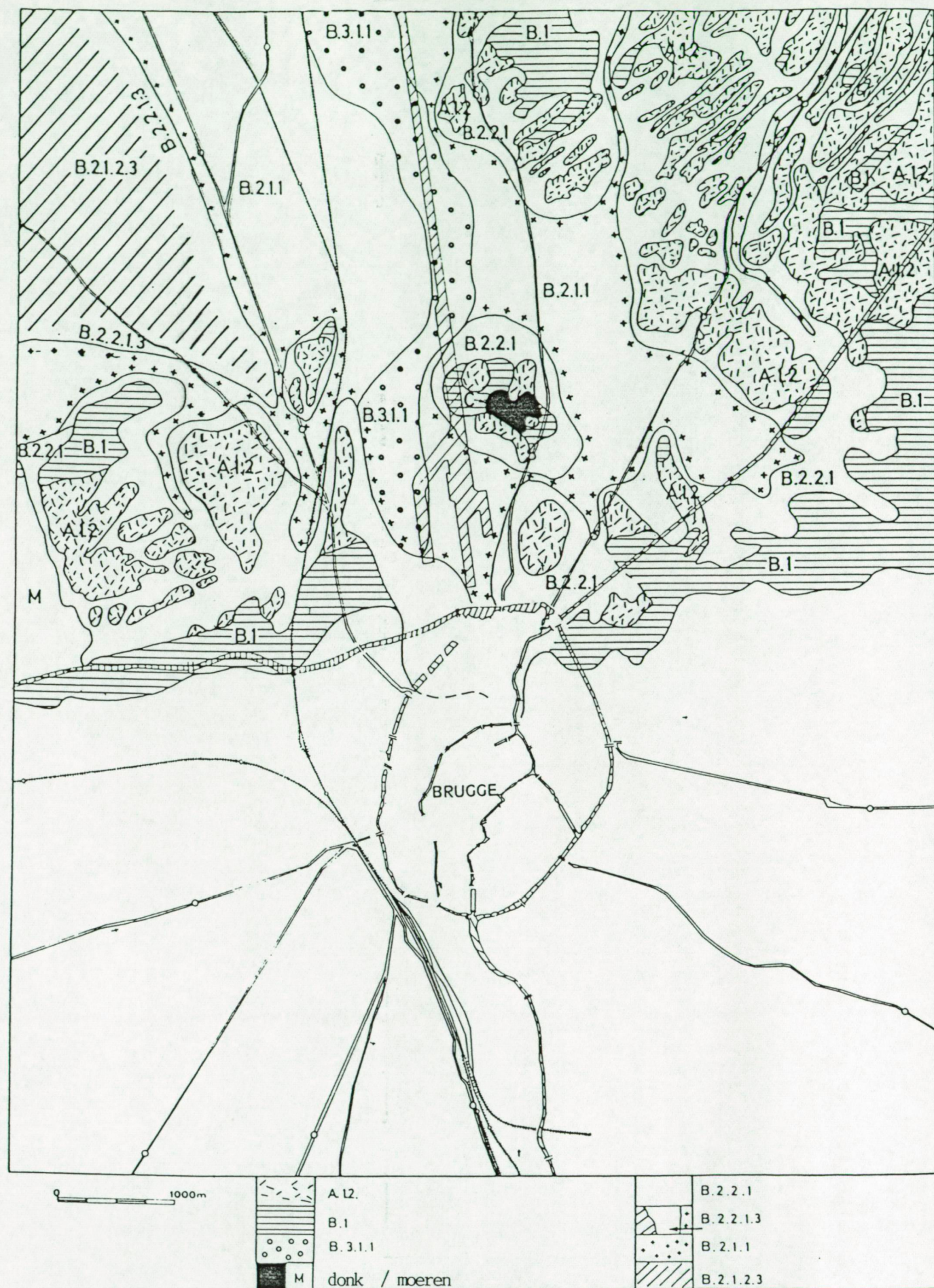
- S- Strandafzettingen  
bedekken een profiel-  
type
- S-Y1 profieltype bedekt door  
duinen
- de algemene organische  
eenheid is opgesplitst



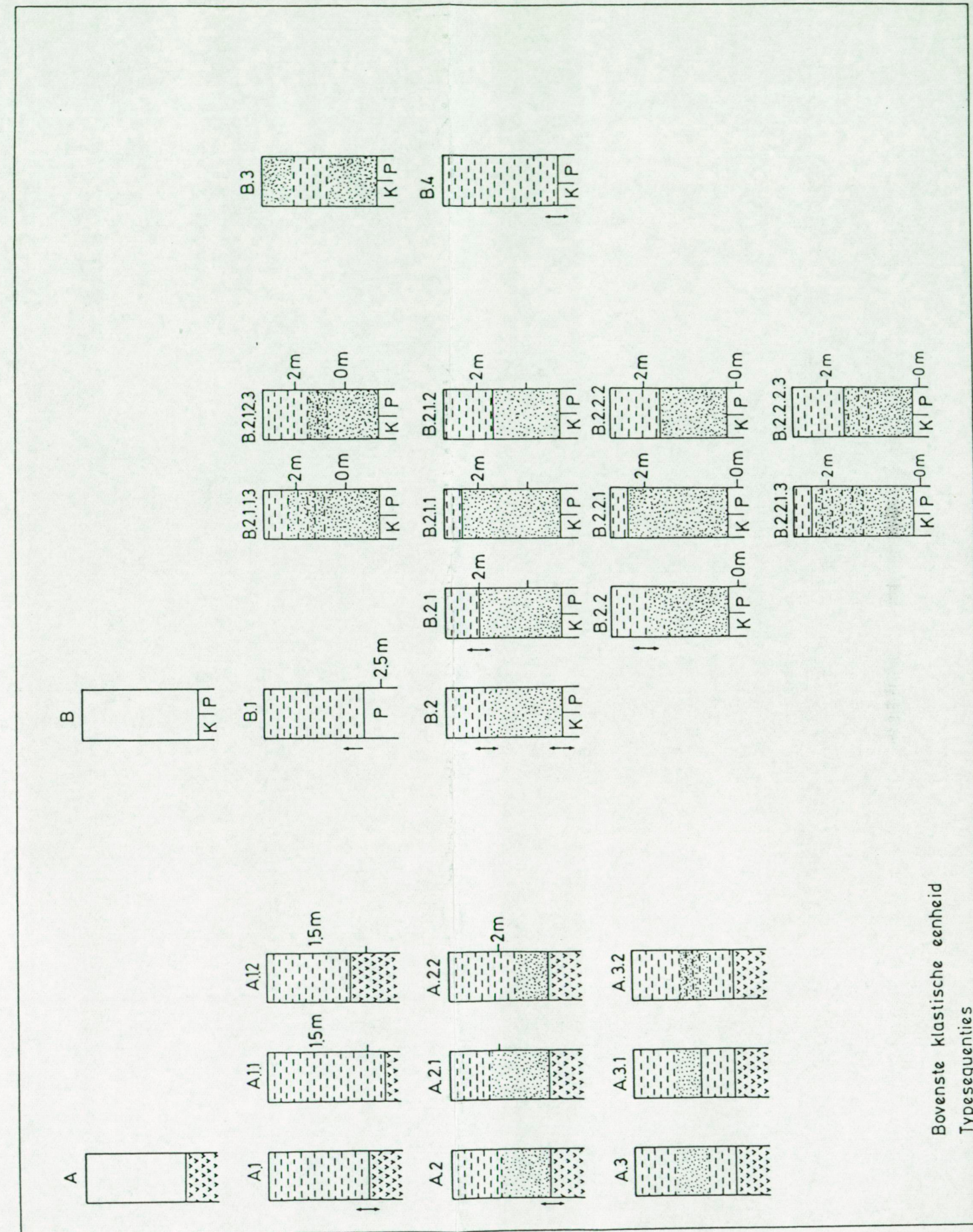
KAART II.13. Profieltypekartering Bredene







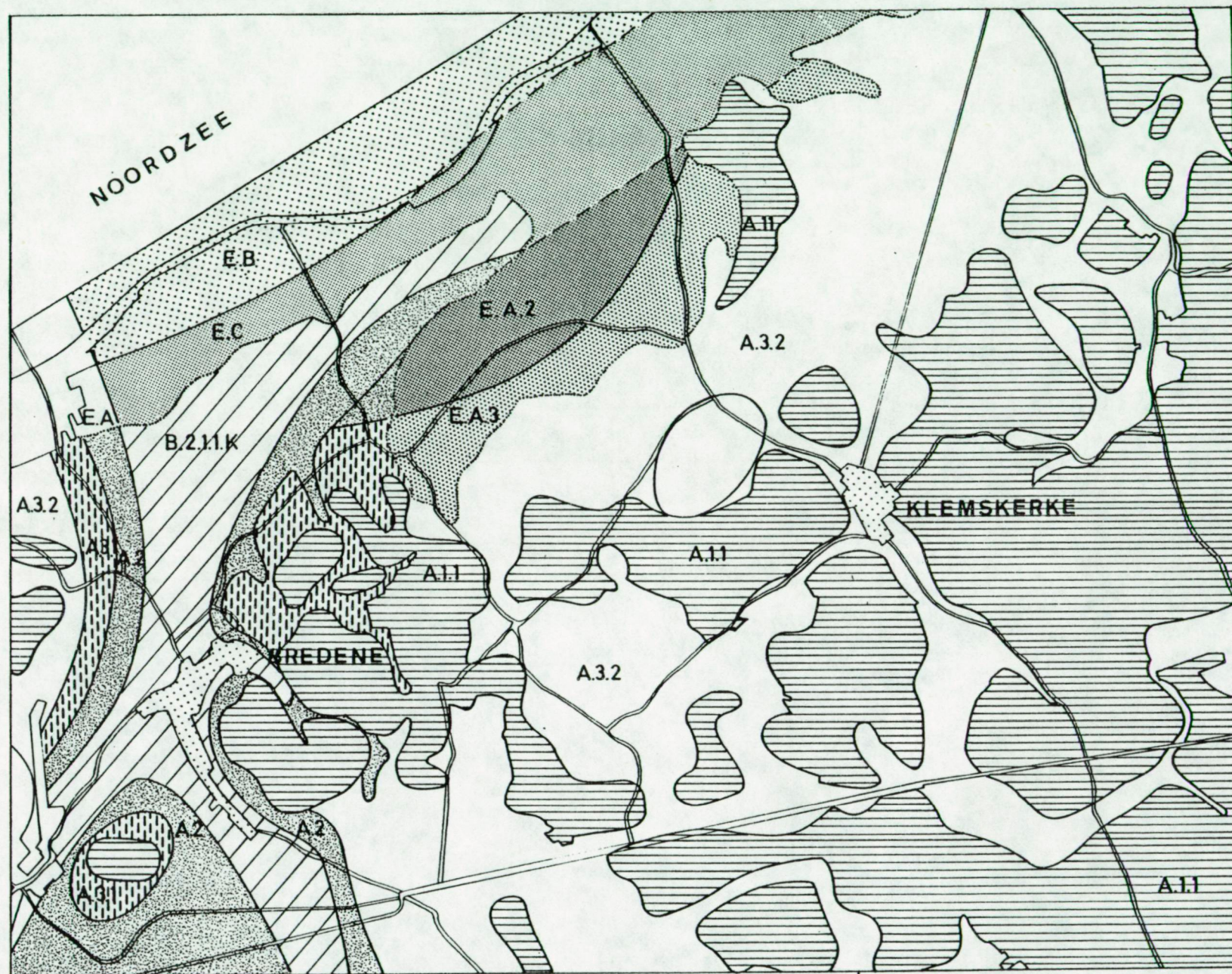
KAART II.14. Typesequenties van de bovenste klastische eenheid  
(zie bijhorende legende)



Bovenste klastische eenheid  
Typesequenties



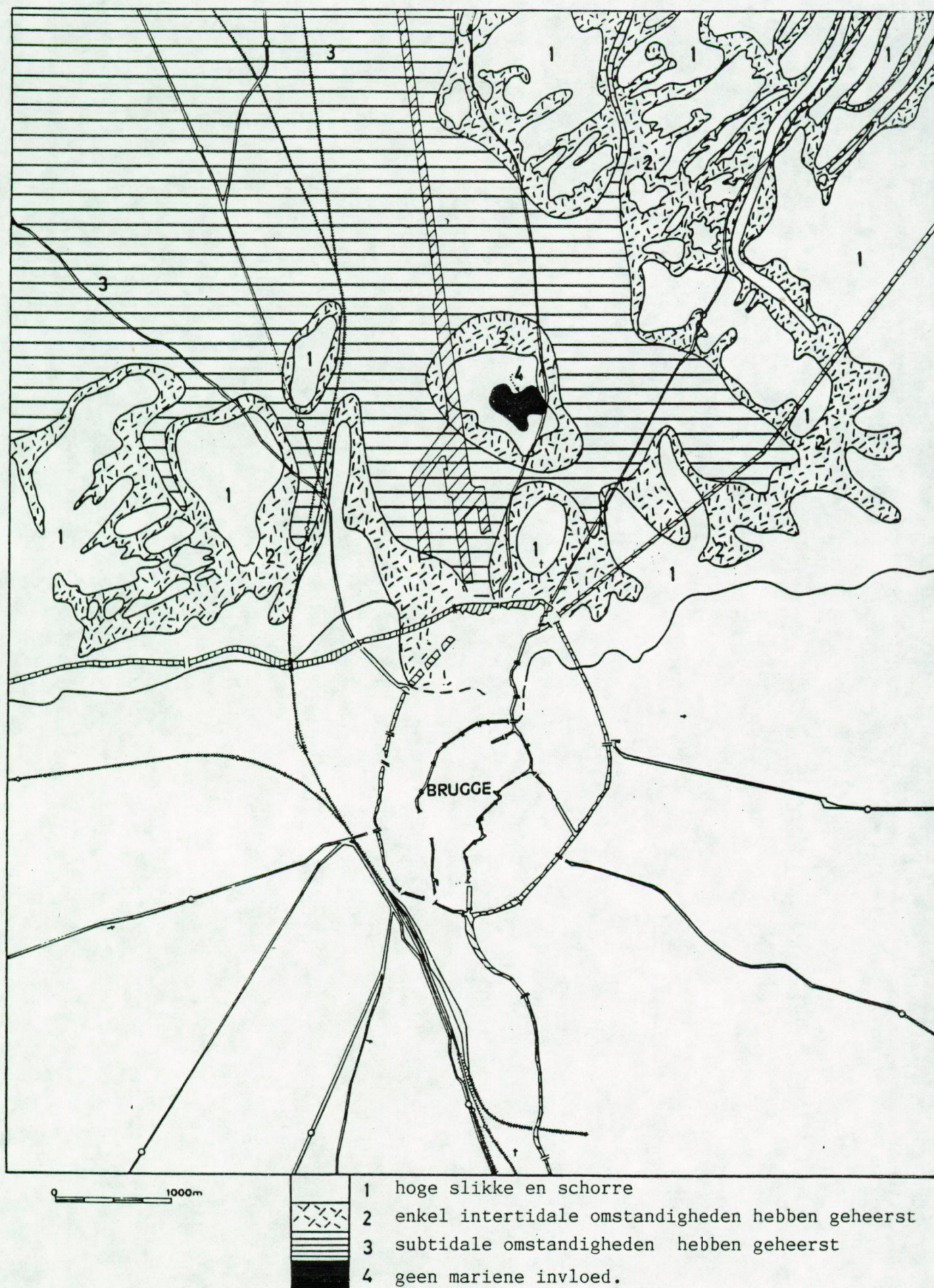
E.A, E.B, E.C,  
E.A.2, E.A.3,  
zie tekst p.561



KAART II.15. Verspreiding van de typesequenties  
te Bredene; legende zie kaart II.14

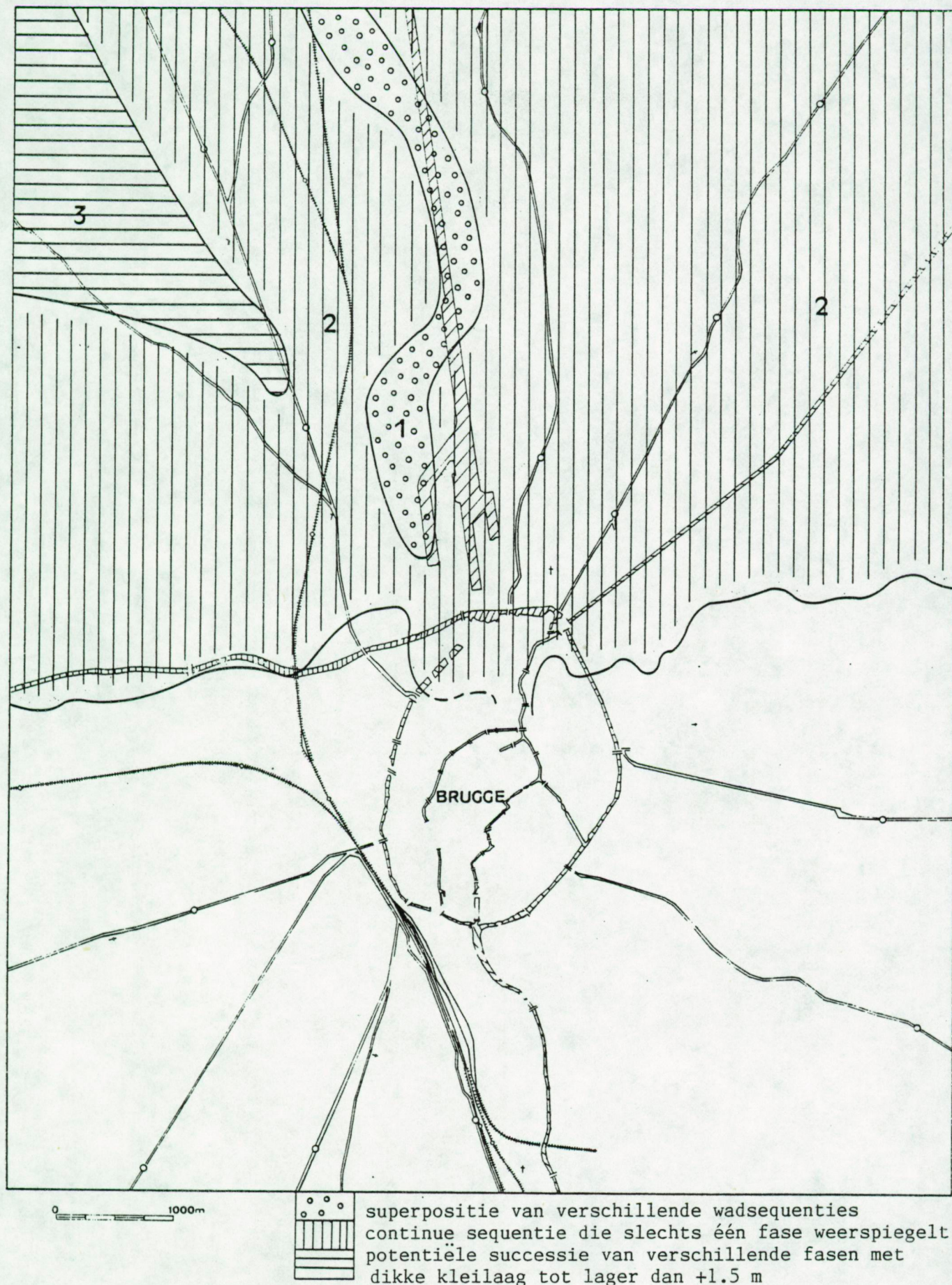
0 1000





KAART II.16. Lithogenetische zonering 1.

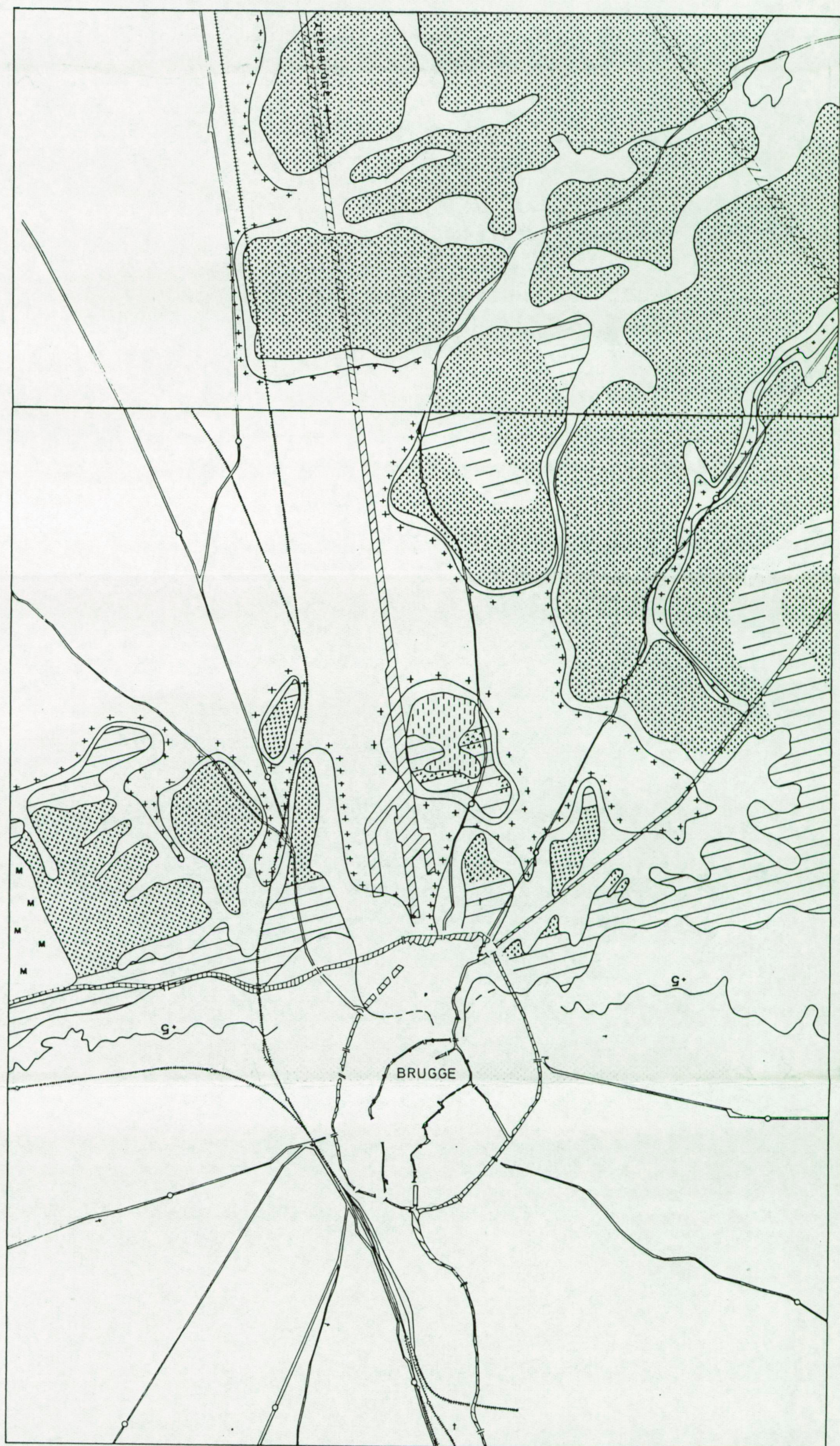




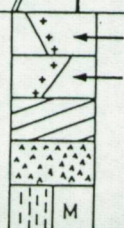
KAART II.17. Lithogenetische zonering 2.  
 Sequenties die al dan niet in verschillende fasen werden  
 afgezet.



KAART II.18. Uitbreiding van de subtidale geulen.



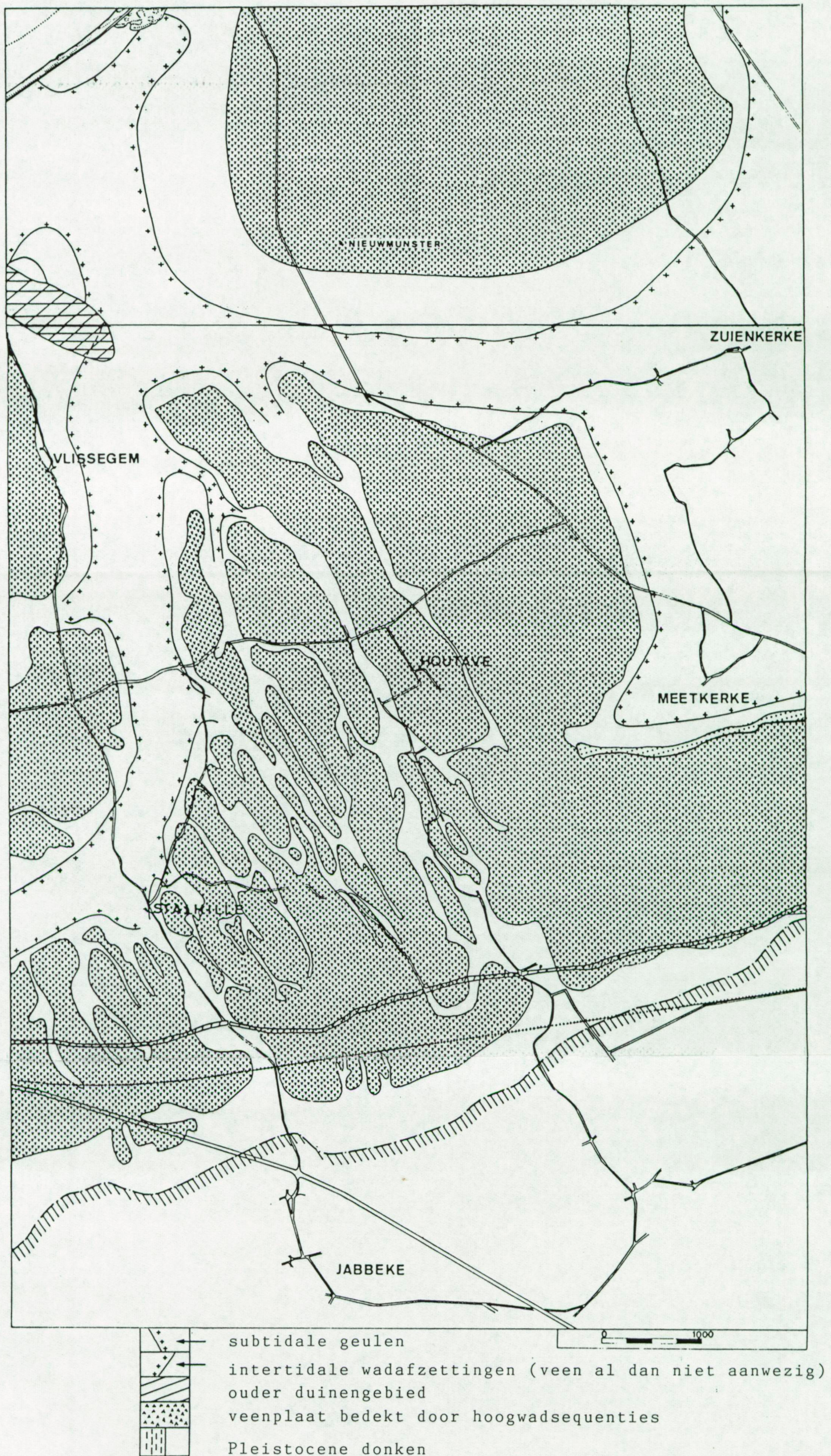
0 1000m



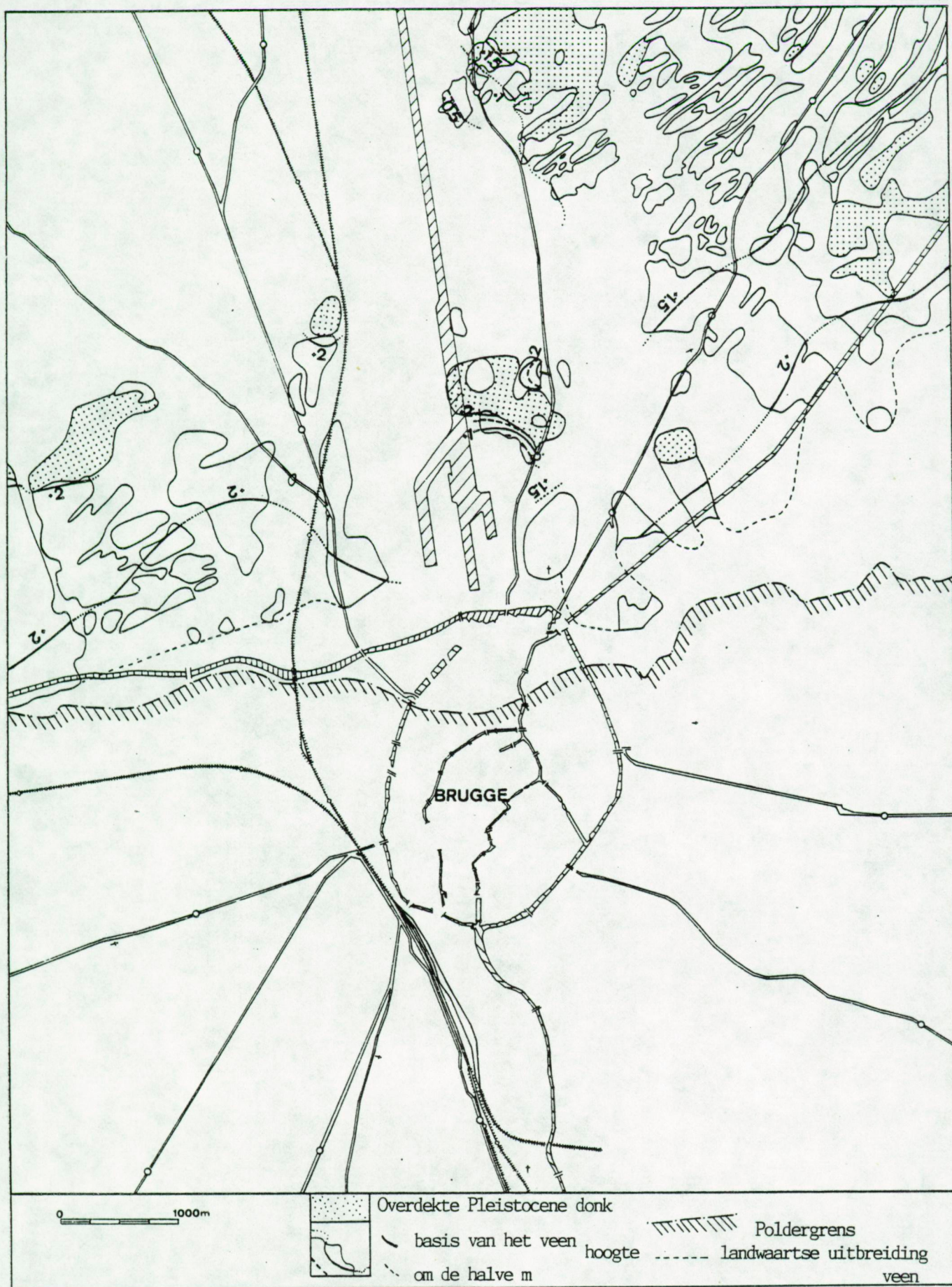
uitbreiding subtidale geulen  
 kreeken; diepste insnijding is nog intertidaal  
 hoog voorkomend Pleistoceen  
 veenplaten enkel door hoogwadafzettingen bedekt  
 Pleistocene donk; uitgeveend gebied



KAART II.18. Uitbreiding van de subtidale geulen







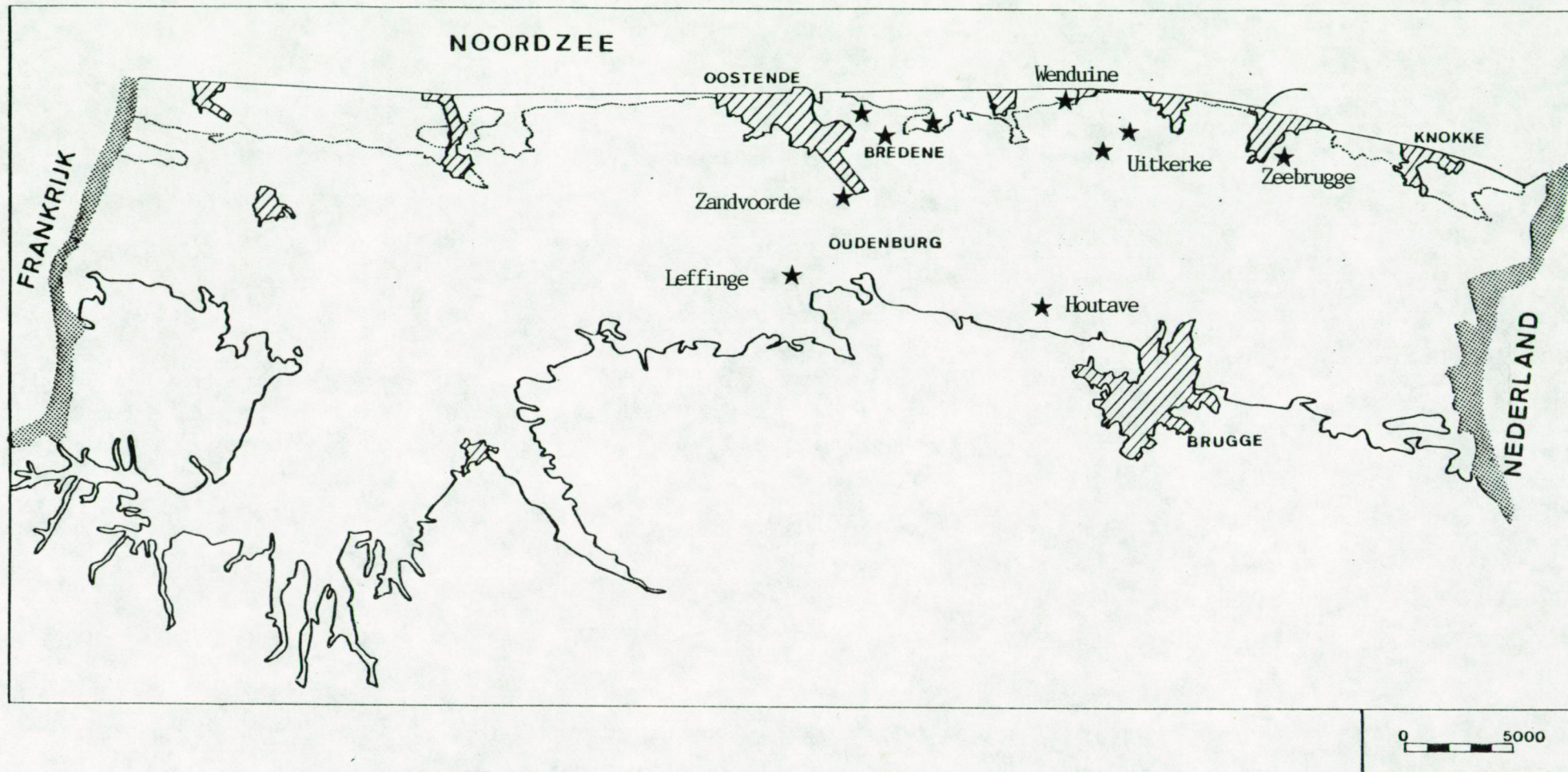
KAART IV.1. b. Hoogte van de basis van het veen (de algemene organische eenheid).





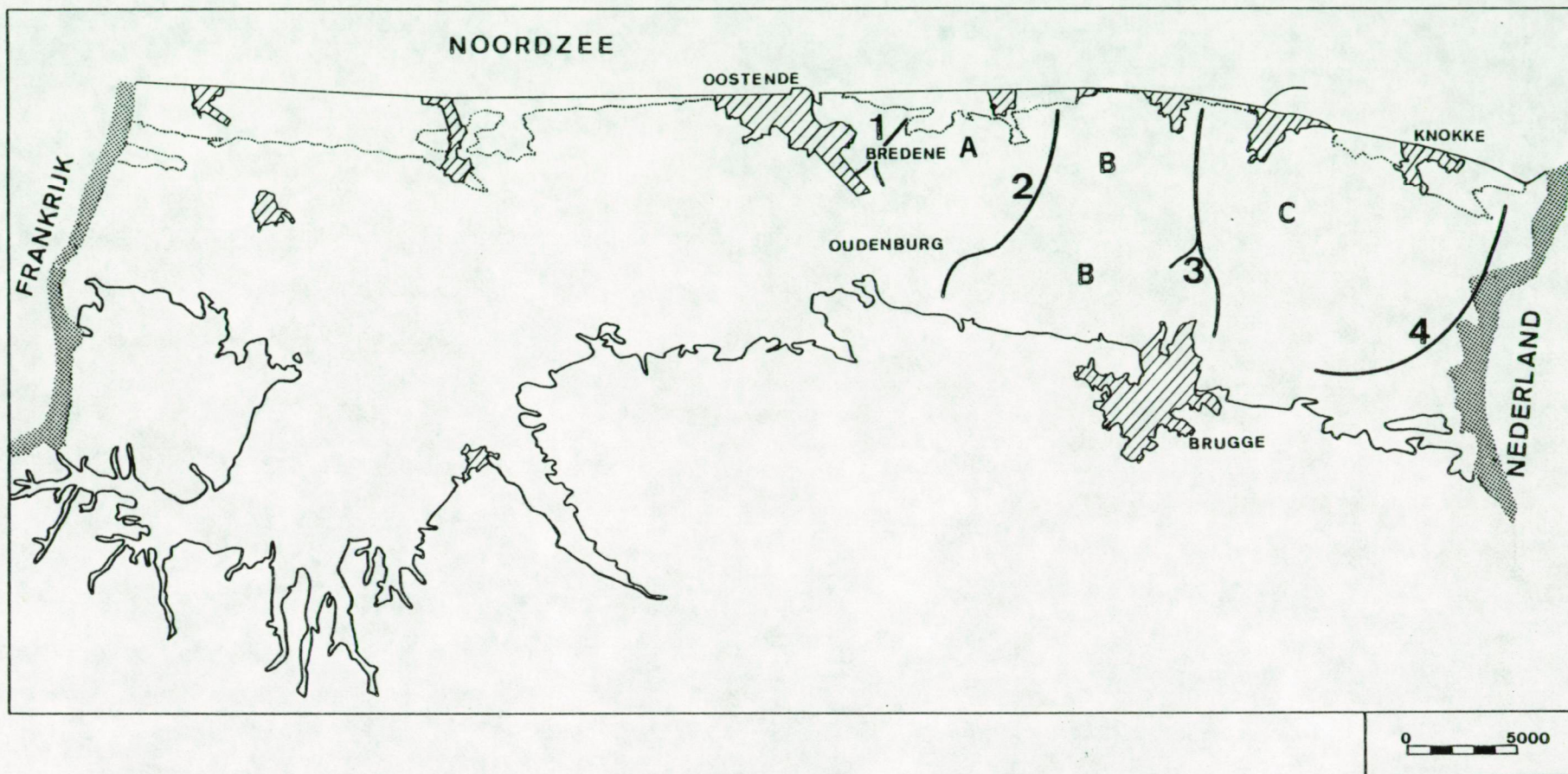
KAART IV.1.a. Basis van de algemene organische eenheid op het Kaartblad Houtave.





KAART IV.2. Situering van de C14 dateringen

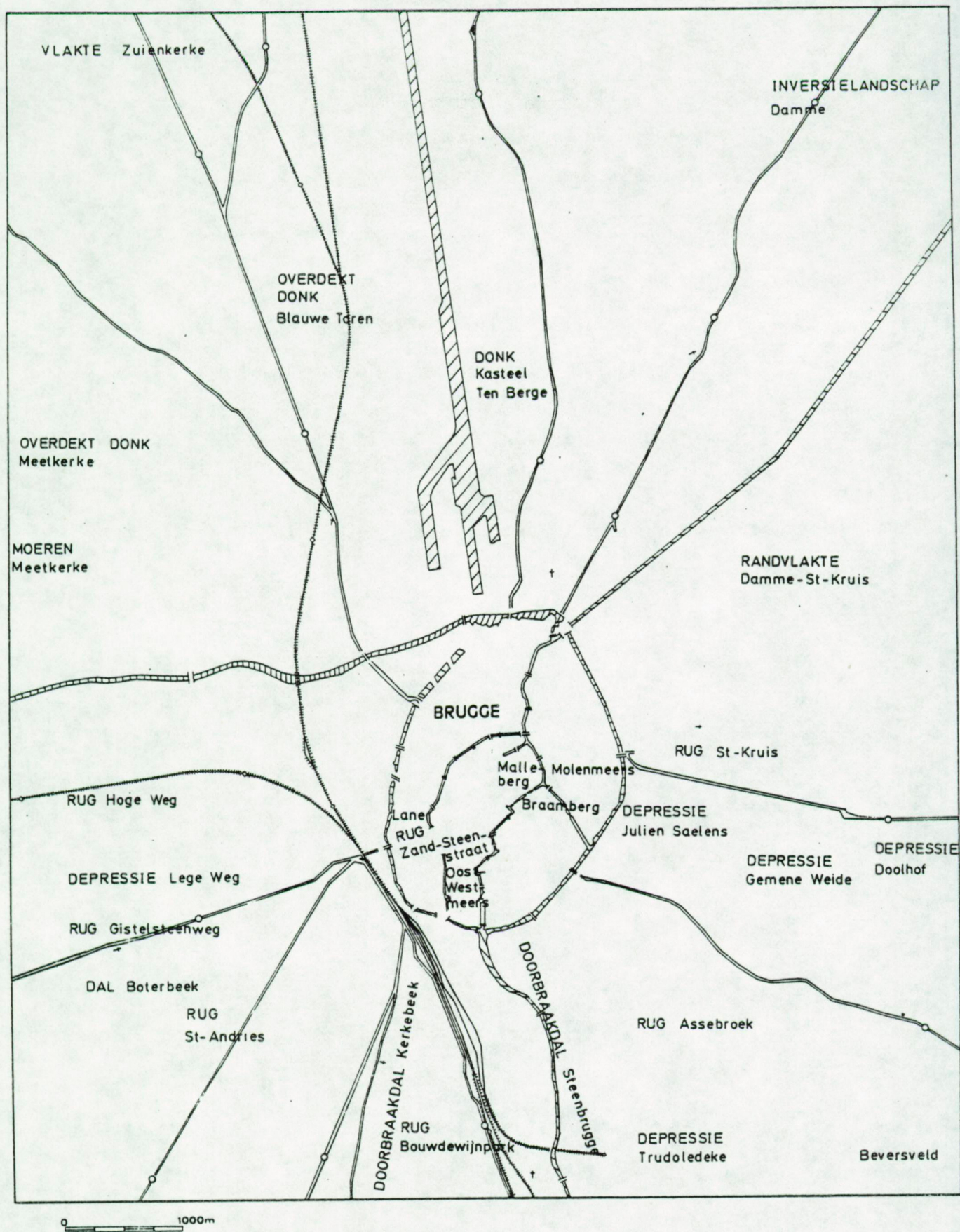




KAART V.1. Lokalisatie van de opgevulde getijdegeulen en de wantijen

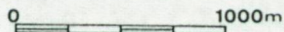
1. De geul van BREDENE
  - A. Wantij KLEMSKERKE
2. De geul STALHILLE-DE HAAN
  - B. Wantij MEETKERKE-NIEUWMUNSTER
3. De geul BRUGGE-BLANKENBERGE
  - C. Wantij ZEEBRUGGE-DUDZELE
4. De geul van het ZWIN





KAART VI.1. Situering van de besproken morfologische eenheden

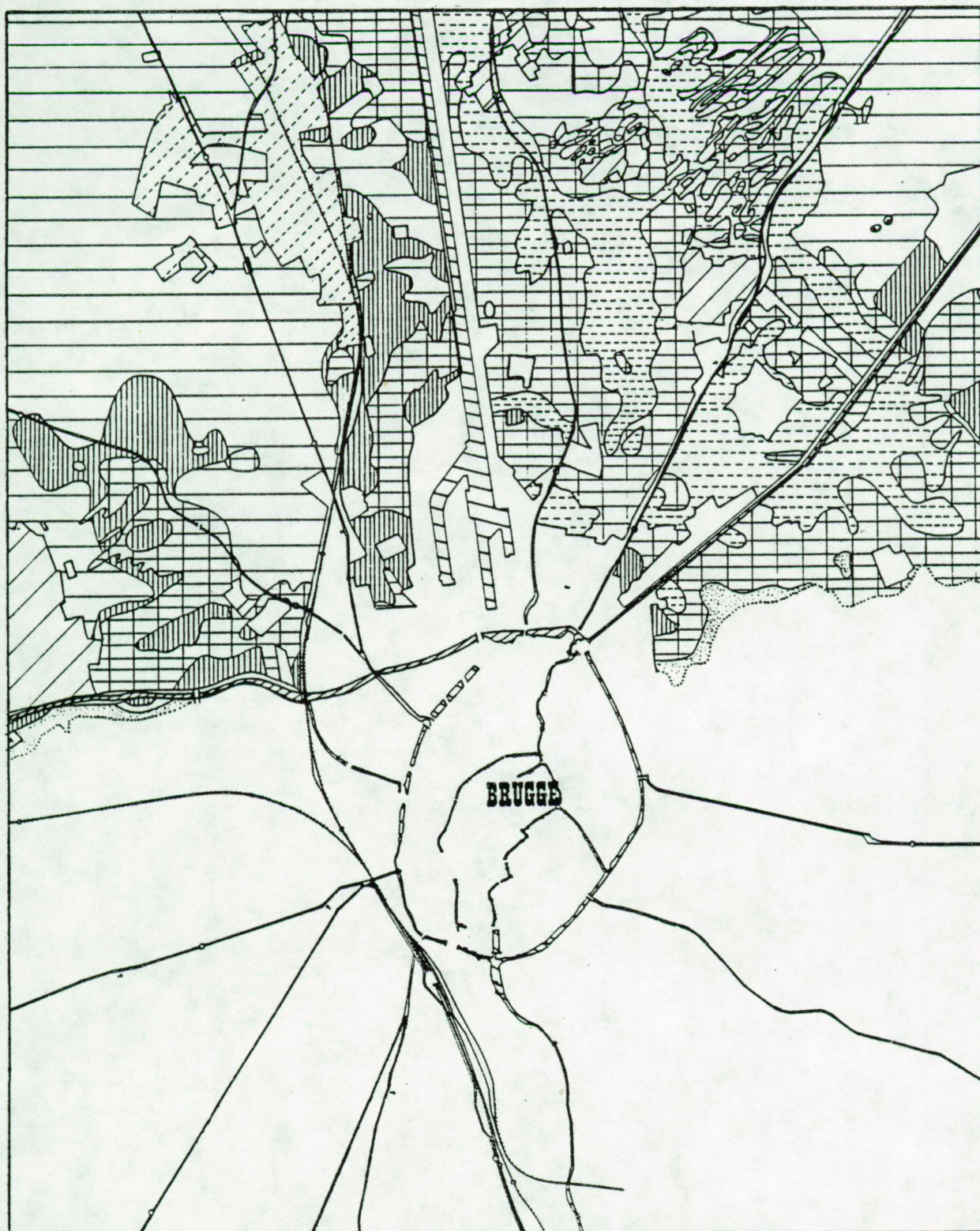


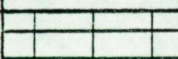


FOLDERS				ZANDSTREEK		
	vlaktes	Polderrandvlakte zeer hoge polderrandvlakte hoge vlakte	ingedijkte schorren	H *	1. <u>eolische vormen</u> dekzandruggencomplex dun eolisch dek, morfologie door Tertiair substraat beïnvloed eolische oost-west rug op oprijzend Tertiair substraat zeer lage landduinen, verstuivingen deflatiekomen (soms met colluvium)	* W * H- * W
	kommen	ingeklonken schorre op veen idem, zeer laag gelegen uitveningsgebied			2. <u>fluviatiele vormen</u> alluviale opvallingsvlakte kunstmatige doorbraak fossiel interfluvium, beïnvloed door het Tertiair substraat	* H H- * H * P/W
	ruggen	inversieruggen parallel krekensysteem beïnvloed door Pleistocene overdekt Pleistocene donken donken uit Pleistocene zand	oeverwallen  schorre eolisch		3. <u>semi-lacustriene vormen en organogene vormen</u> komen met venige ondergrond, vlak depressie opgevuld met mergel en kleien	depressie opvulling depressie opvulling *
	laagtes	langwerpige depressies van niet opgevulde krekens	kekens			
	geen waarnemingen, vergraven, opgehoogd					
	* Holocene Subatlanticum / Holocene * Weichseliaan minder dan 2000 BP * ouder dan 2000 BP					
	topconvexiteit basiconcaviteit					
					helling minder dan 1 % 1 à 2 % meer dan 2 %	

KAART VI.2. GEOMORFOLOGISCHE OVERZICHTSKARTERING





	zand		uitgeveend
	zandleem		uitgebrikt
	slibhoudend zand		vergraven
	lichte klei tot zavel	<b>KAART X.1. Sedimenten aan het oppervlak in de Polders</b>	
	zware klei		
	klei		
	gebroken zand		
	gebroken klei	gebaseerd op de Bodemkaart	